29

Tectónica de placas

En mi opinión, la Tierra es muy noble y admirable... y si hubiera seguido siendo un inmenso globo de cristal, en el que nunca hubiera cambiado nada, la habría considerado una masa despreciable sin ningún provecho para el Universo.

Galileo (1564-1642).

Placas litosféricas

El mayor impedimento para la aceptación de la deriva continental a principios de siglo fue la dificultad de comprender cómo los continentes compuestos de sial podían navegar sobre el sima y desplazarlo del mismo modo que un barco navega en el agua y la desplaza. Entonces se creía que la corteza oceánica era una gruesa continuación de una capa basáltica continental. En una conferencia dada en la Sociedad Geológica de Glasgow en 1928, Holmes sugirió una posible solución a la dificultad. Por comparación con el sistema de vientos planetario, imaginó corrientes de convección térmica en el sustrato terrestre (lo que actualmente es la parte superior del manto), con sistemas ciclónicos y anticiclónicos subsidiarios inducidos por regiones de mayor o menor radiactividad. En los sistemas subsidiarios subían corrientes calientes bajo los continentes y esparciéndose lateralmente separaban y arrastraban los continentes (figura 29.1). Allí donde se encontraban corrientes continentales con corrientes oceánicas, ambas se sumergían, y aquí Holmes imaginó que la facies de eclogita de alta presión se formaba a partir de basalto o de anfibolita al descender las corrientes. imaginó que el aumento de densidad resultante producía el descenso de la eclogita y la aceleración de las corrientes descendentes, con lo cual quedaba sitio para que avanzaran los continentes. Las corrientes ascendentes, existentes allí donde los continentes estaban siendo separados, sellaban los huecos formando nuevo fondo oceánico (fig. 29.1). Este concepto, que cuando fue concebido apenas hizo impacto, si es que lo hizo, en el pensamiento geológico de la época, aparece hoy como un preludio de los futuros descubrimientos geofísicos.

Desde 1964 se ha producido un cambio total en la visión de la deriva continental —surgido de la abundancia de nuevos datos magnéticos relativos al fondo del océano y de su imaginativa interpretación y confirmación— resultado del cual ha sido el establecimiento de la realidad de la expansión del fondo oceánico (capítulo 27). Ahora los continentes a la deriva se consideran partes de placas rígidas de litosfera, de unos 100 km de espesor, compuestas de rocas corticales y de manto superior hasta la zona de baja velocidad (pág. 662). Las placas individuales pueden incluir corteza tanto oceánica como continental, de modo que ya no sigue siendo estrictamente apropiada la expresión «deriva continental» (fig. 29.2). Las placas son las regiones asísmicas inertes de la tierra, limitadas por estrechos cinturones móviles, caracterizados por terremotos y actividad volcánica, y allí donde los continentes forman los bordes de avance de las placas, se caracterizan además por cinturones o sistemas orogénicos.

El término placa lo usó por vez primera Tuzo Wilson cuando definió las fallas transformantes (pág. 693), pero su uso no se generalizó hasta 1968, después que se aplicó el teorema de Euler al estudio de los movimientos a lo largo de las fallas transformantes. Según el teorema de Euler, si se considera la tierra como esférica, entonces una placa en forma de cáscara de su litosfera se

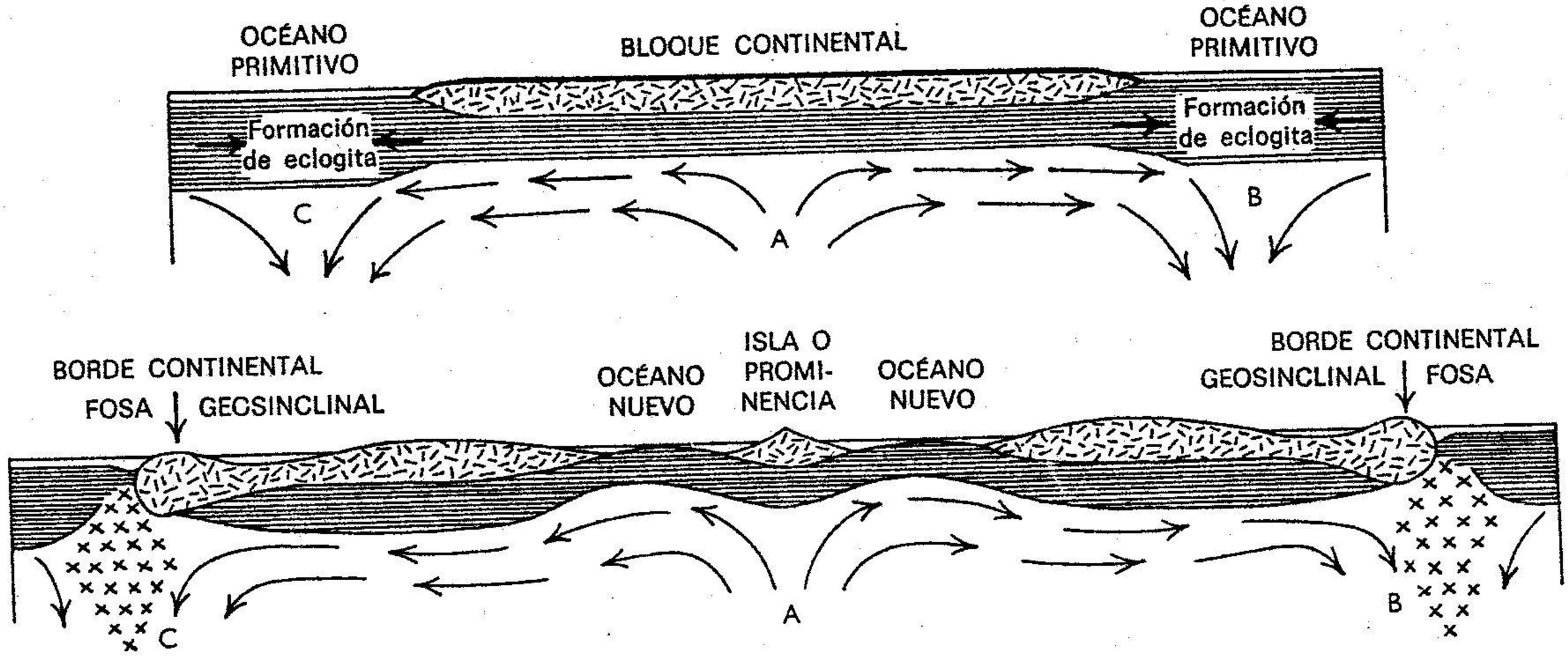
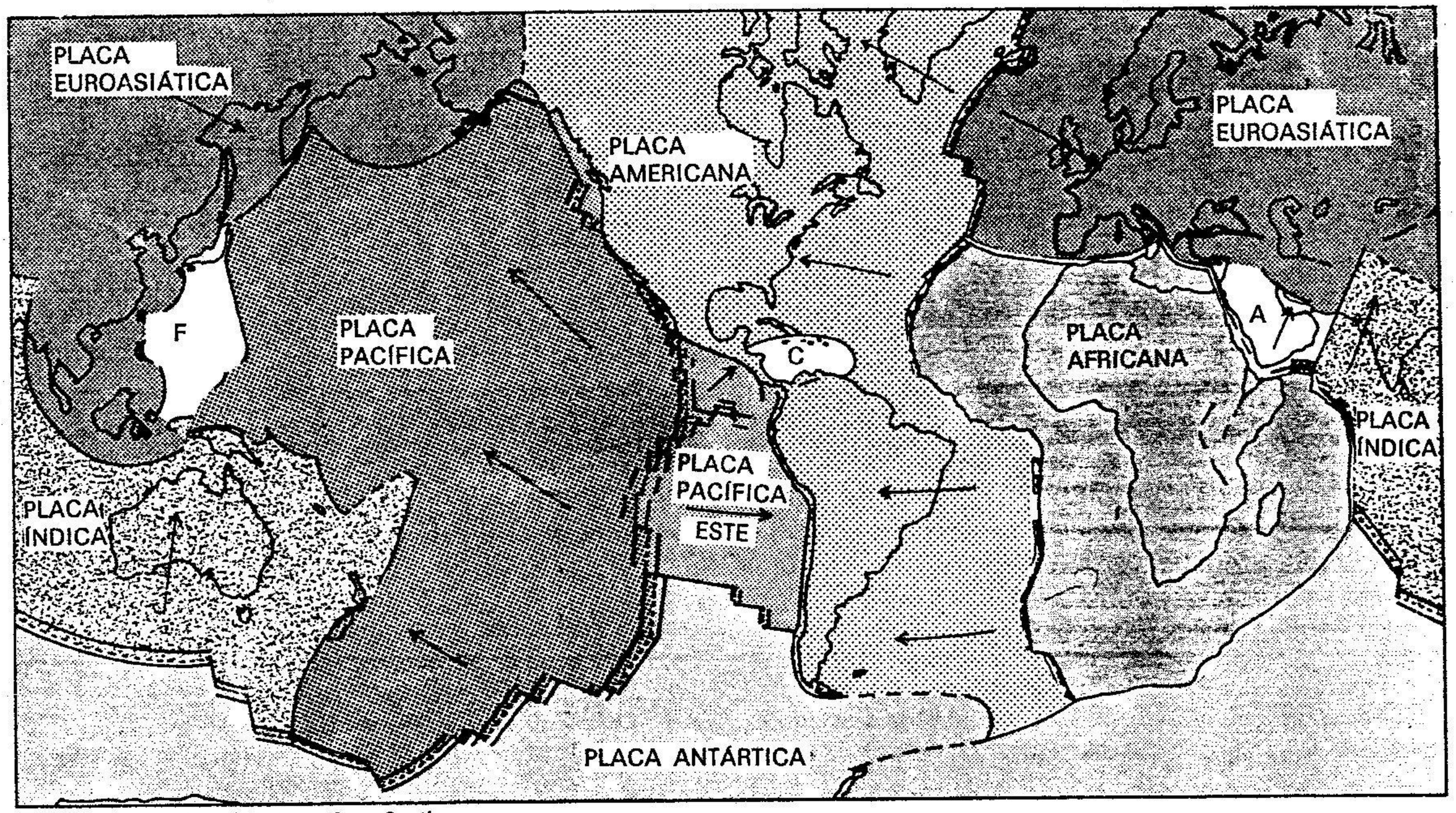


Figura 29.1. Diagramas que ilustran un mecanismo de corrientes convectivas para «lograr» deriva continental y el desarrollo de nuevas cuencas oceánicas, propuestos por A. Holmes en 1928, cuando se creía que la corteza oceánica era una prolongación engrosada de la capa basáltica continental (trama horizontal).
(*a*) Una corriente ascendente en A se esparce lateralmente, alarga el bloque continental y arrastra, alejándolas, las dos partes principales en el supuesto de que se llegue a superar la obstrucción del fondo oceánico primitivo. Esto se consigue mediante la formación de eclogita en B y en C, donde corrientes subcontinentales se encuentran con corrientes suboceánicas y se hunden. Como es pesada, la eclogita es arrastrada hacia abajo y así queda sitio para que avancen los continentes.
(*b*) Las masas de eclogita hundidas en B y C entran en la circulación convectiva principal y se funden en profundidad, formando magma basáltico; este material sube en las corrientes ascendentes, o sea, en A, sella las grietas abiertas en el continente fragmentado y forma nuevos fondos oceánicos (quedando localmente alguna prominencia emergida de antiguo sial rezagado, como Islandia). Otros sistemas menores de corrientes, desencadenados por la flotación de magma basáltico, suben bajo los continentes y alimentan grandes inundaciones de basaltos de meseta, o bajo el fondo oceánico «primitivo» (Pacífico) para alimentar los derrames responsables de las islas volcánicas y los montes submarinos (*Arthur Holmes, Transactions of the Geological Society of Glasgow*, 1928-1929, vol. 18, pág. 579).

puede desplazar a otra posición sobre su superficie mediante rotación alrededor de un eje —*el eje (euleriano) de rotación*— que pasa por el centro de la esfera. Además, no hay otro modo de poder mover la placa. Cualquier punto sobre una placa, al desplazarse a cualquier otra posición sobre la superficie terrestre, se debe mover a lo largo de un círculo menor perpendicular al eje de rotación. El punto en el cual el eje de rotación corta la superficie terrestre se conoce como *el polo (euleriano) de rotación.*

En 1967 McKenzie y Parker esbozaron una hipótesis de «un mosaico», según la cual la corteza oceánica se estaba formando como nueva en las dorsales mesoceánicas y se destruía en las fosas. Por referencia al teorema de Euler determinaron el polo de rotación para el Pacífico noroccidental, a partir de direcciones de deslizamiento a lo largo de planos de falla marginales, y lo situaron a 50°N 85° O. Si su hipótesis del mosaico era correcta, entonces el Pacífico Norte debió de haberse movido como una placa rígida, y las direcciones de deslizamiento de todos los terremotos de esta placa debían caer en círculos menores alrededor del polo de rotación. El examen de los datos publicados reveló que en efecto era así, conclusión que confirmaron Isacks y Sykes al año siguiente.

En 1968, Morgan esbozó la hipótesis de la tectónica de placas. Estableció que las fallas transformantes, como las que cortan dorsales mesooceánicas, las cuales constituyen parte del límite entre dos placas que se mueven una en relación a la otra, se encuentran en círculos menores que son concéntricos respecto a un polo de rotación (fig. 29.3). El movimiento de una placa viene definido por la posición de su polo de rotación y por su ángulo de rotación alrededor del eje de rotación; su tasa de movimiento varía con la distancia



A = Arábiga, F = Filipina, C = Caribe

Figura 29.2. La superficie terrestre dividida en 6 placas mayores, de acuerdo con Le Pichon (1968), que se mueven en la dirección que indican las flechas (*Adaptado de E. Bullard,* 1969).

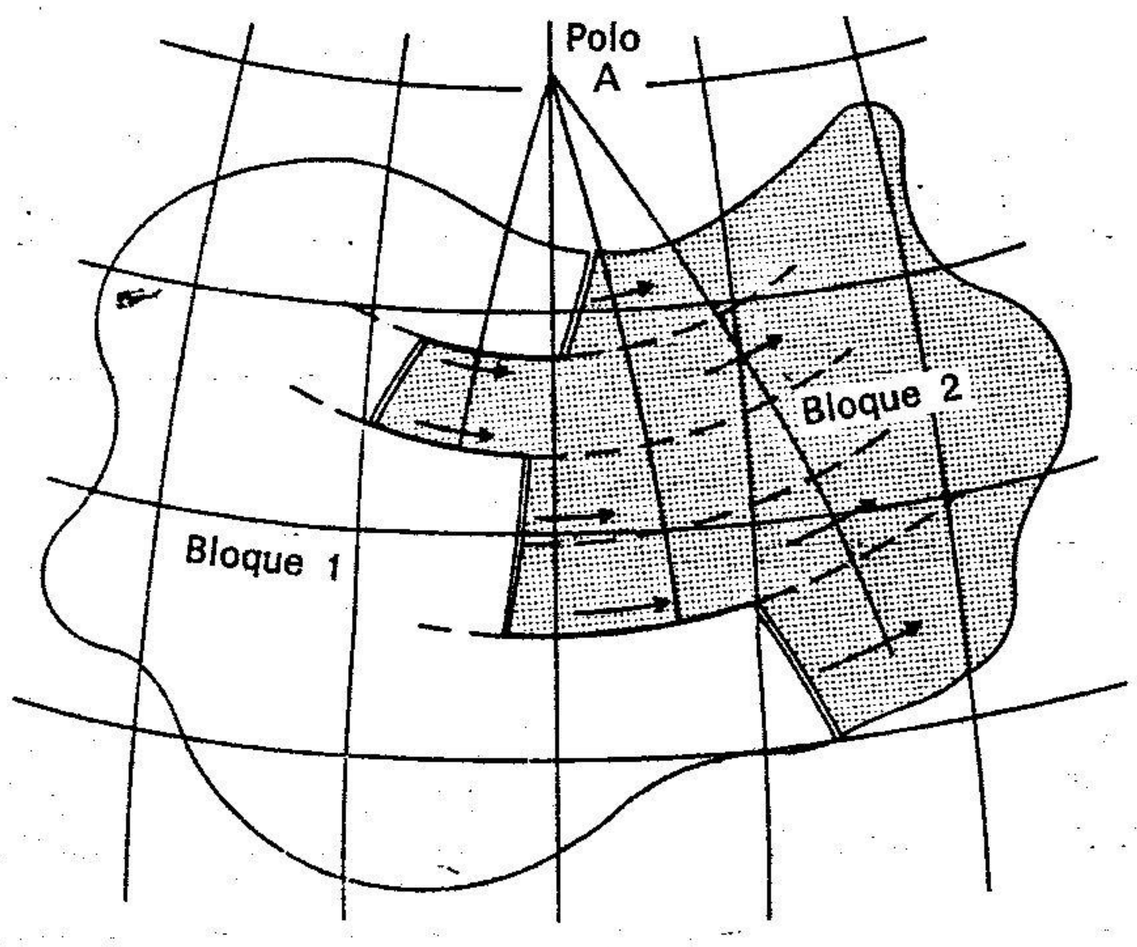


Figura 29.3. Fallas transformantes dibujadas sobre una esfera que caen en círculos menores concéntricos respecto a un polo de rotación (A), cuya posición se puede encontrar en la intersección de círculos máximos perpendiculares a las fallas transformantes más relevantes. El movimiento del bloque 2 con respecto al bloque 1 es el resultado de una rotación alrededor de A (*Según W. J. Morgan,* 1968).

al polo de rotación: es nula en el polo y alcanza su máximo en el ecuador relativo al polo de rotación. Morgan dividió la superficie terrestre en veinte placas y determinó sus polos de rotación dibujando círculos mayores perpendiculares a los grupos más sobresalientes de fallas transformantes. Si los miembros de un grupo de fallas transformantes tienen un eje de rotación común, entonces estos círculos mayores deben interceptarse en el polo de rotación, como por ejemplo la intersección A de círculos mayores de la figura 29.3. En realidad las intersecciones quedan algo dispersas, lo cual es el resultado inevitable de los pequeños errores que surgen al tener que cartografiar los fondos oceánicos.

Le Pichon (1968) simplificó el concepto de tectónica de placas dividiendo la superficie terrestre en seis placas mayores y unas cuantas menores. Determinó los polos de rotación, con respecto a los cuales se podía suponer que habían girado las placas, por dos métodos diferentes. En uno utilizó las tasas de expansión calculadas a partir de las anomalías magnéticas del fondo oceánico, y en el otro usó la dirección de las fallas transformantes que cortan dorsales mesoceánicas, tal como se ha descrito. El emplazamiento de los polos obtenido es el indicado en la figura 29.2.

Variedades de bordes de placa

Los bordes de placas se pueden agrupar en las tres variedades siguientes:

(*a*) *Bordes de cizalla,* en los que las placas se deslizan una junto a otra a lo largo de fallas transformantes.

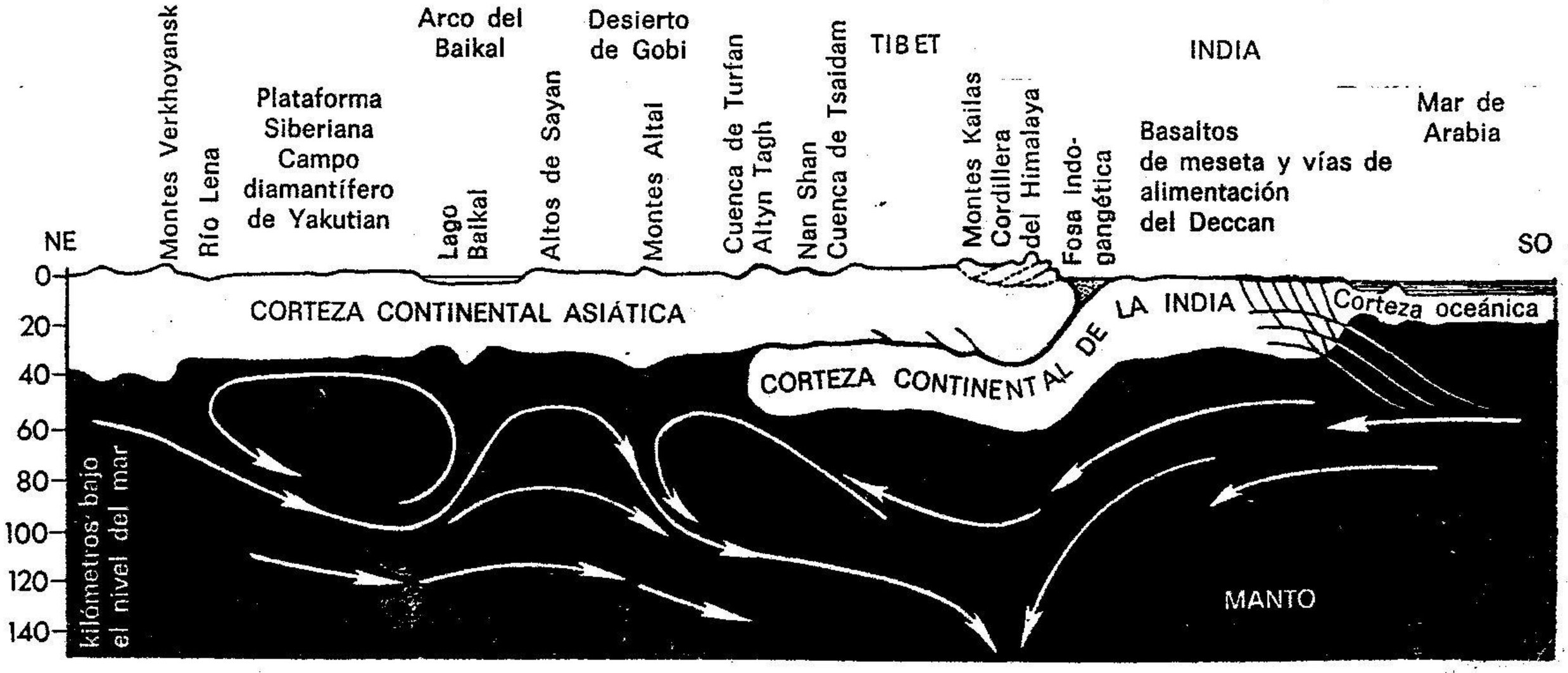
(*b*) *Bordes de crecimiento,* donde se forma nueva corteza oceánica y las placas crecen. Se encuentran en las dorsales mesoceánicas y allí donde se está dividiendo y alejando corteza continental y nacen nuevos océanos, como el mar Rojo (página 721).

(*c*) *Bordes de consumo,* donde se acorta o desaparece corteza. Si la tierra mantiene sus dimensiones, entonces la cantidad de corteza consumida debe igualar la cantidad de nueva corteza formada. Ejemplos de consumo se dan en fosas oceánicas, donde a lo largo de zonas de Benioff desaparece corteza continental hacia el interior del manto; donde corteza oceánica comprime desde abajo corteza continental (fig. 29.4); donde corteza oceánica sube por encima de corteza continental (fig. 29.8), y donde corteza continental se acorta por plegamiento, supuestamente en los cinturones orogénicos.

Las estructuras de los sistemas orogénicos se analizan en el capítulo 30. Aquí es conveniente considerar ejemplos de corteza continental que avanza bajo corteza continental (Himalaya y Tibet) y de corteza oceánica que cabalga sobre corteza continental (Chipre).

El *Tibet* es la más grandiosa de las mesetas del mundo, con una altura promedio de 4900 m. No obstante, su parte sur estaba bajo el Tethys —el brazo de mar comprendido entre Laurasia y Gondwanalandia— en época tan reciente como la del Cretácico. La parte norte ya era continental en el Jurásico. Durante los ciclos orogénicos del Terciario y de fines del Cretácico toda la región, desde la meseta de Pamir al oeste a la de Yunnan al este, fue levantada miles de metros. Difícilmente podría ser una pura casualidad que la corteza bajo el Tibet tenga un espesor doble del de la corteza continental normal, y que esta duplicación del espesor se produjera en el transcurso de la última parte de la deriva de la India peninsular desde el otro lado del actual ecuador. Los bordes septentrionales del escudo de la India desaparecen bajo la cordillera del Himalaya después de flexionarse e inclinarse hacia abajo formando el fondo de la profunda fosa indo-gangética. Es natural el suponer que lo que en principio era la proa norte del escudo que avanzaba se pueda encontrar ahora bajo el Tibet, quizás hasta la altura de Altyn Tag (fig. 29.4).

Figura 29.4. Corte a través de Asia desde los montes Verkhoyansk al mar de Arabia para ilustrar una posible causa de la gran altura del Tibet y del Himalaya —la compresión elevadora que produce la prolongación septentrional de la corteza de la India sobre la corteza asiática que la cabalga. El sistema de corrientes que se indica en el manto es puramente hipotético y su representación no tiene otra pretensión que la de ser sugestiva. Se indica una posible fuente de los basaltos de la meseta del Deccan. La longitud del corte es de unos 9000 km.



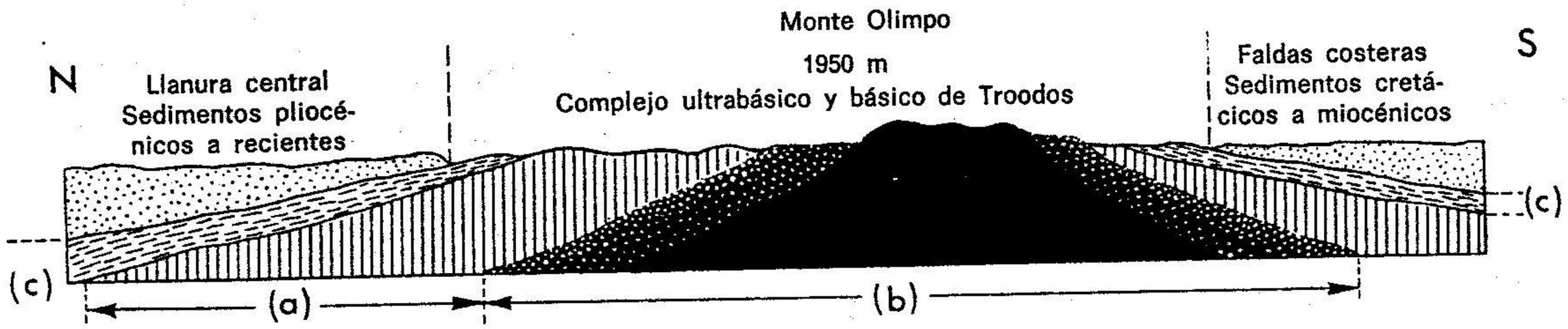


Figura 29.5. Corte esquemático del macizo de Troodos, Chipre. Se indican (a) el complejo intrusivo Sheeted; (b) el complejo plutónico de Troodos: en negro, rocas ultrabásicas y en punteado blanco y negro, rocas básicas marginales; (c) la serie de lava almohadillada. Longitud del corte, 60 km (*Según I. G. Gass y D. Masson-Smith,* 1963).

El que una región tan extensa como la del Tibet estuviera a una altura tan extraordinaria era un enigma geológico, y lo fue hasta que la evidencia glacial de la deriva continental sugirió que la corteza del antiguo escudo de la India de algún modo habría emigrado desde África a Asia. En lugar de provocar una colisión frontal, el escudo se sumergió para proseguir su viaje inacabado bajo la región que se ha convertido en el Tibet, dejando que los lados distorsionados —Afganistán y Baluquistán al oeste, y Szechwan, el norte de Birmania y Yunnan al este— se ajustaran por sí mismos lo mejor que pudieran alrededor del invasor. El levantamiento isostático del Tibet fue una consecuencia tectónica de este fantástico encontronazo.

Si una región continental puede introducirse bajo otra (como en esta propuesta para explicar el espesor cortical doble del Tibet) y como el fondo oceánico puede meterse bajo los continentes en las zonas de Benioff, entonces parece razonable suponer que se pueden encontrar ejemplos en los que, por algún «accidente» tectónico local, el fondo oceánico ha cabalgado sobre la corteza continental adyacente en lugar de deslizarse bajo ella. Alternativamente, este movimiento relativo podría describirse diciendo que una corteza continental que avanzaba se ha «sumergido» localmente en el manto superior bajo una corteza oceánica, en lugar de montarse sobre ella. En un caso así, las rocas básicas y ultrabásicas se habrían levantado debido al efecto de flotación del sial subyacente, y si el sial fuera suficientemente grueso, emergerían como tierra seca con una delgada cubierta de sedimentos oceánicos. A éstos muy pronto se los llevaría la erosión sobre la arruga ascendente y podría llegar a constituirse una zona de tierra seca de extensión creciente formada por rocas levantadas que originariamente eran parte de la litosfera oceánica. La parte sur de Chipre es un ejemplo de este tipo, para el cual hay buenas pruebas en su favor.

Chipre tiene dos cadenas montañosas E-O separadas por una llanura central. La cadena norte es parte de un cinturón orogénico alpino: se podría decir que constituye un lazo de unión entre el sur de Turquía y Siria. La cadena sur, la de Troodos, es un extenso macizo ígneo de rocas básicas y ultrabásicas, constituido por tres unidades principales que se indican en la figura 29.5.

(*a*) La unidad más antigua, o *complejo intrusivo de Sheeted,* formado por un enjambre de diques básicos norte-sur que atraviesan una serie de lavas espilíticas, incluidas lavas almohadilladas. Los diques constituyen más del 90 por ciento del total y, como son casi verticales, su espesor total implica que durante su intrusión la zona se extendía unos 130 km, o aún más, en dirección este-oeste.

(*b*) La parte central del macizo (fig. 29.6), o *complejo plutónico de Troodos,* constituido por una serie de rocas ultrabásicas, veteadas de gabro, el cual pasa a ser el tipo dominante en los bordes, donde localmente se acompaña de vetas de granófido.

(*c*) La tercera unidad principal —la *serie de lava almohadillada de Troodos*— es una gruesa secuencia de lavas almohadilladas, con diques y mantos interestratificados asociados, que actualmente forman un borde que rodea a (*a*), como resultado de la estructura en forma de domo elíptico de todo el macizo. Los sedimentos marinos que recubren las lavas almohadilladas empiezan localmente con estratos de principios del Triásico, y como las lavas yacen discordantes sobre (*a*) y (*b*),

Figura 29.6. La cresta del macizo de Troodos, Chipre, mirando al sur desde el pueblo de Moutoullas, situado donde empieza el gabro marginal. La sierra situada más allá es peridotítica *(Gentileza de las Líneas Aéreas Británicas).*

la edad más tardía que puede asignarse al conjunto del macizo de Troodos es la de fines del Paleozoico.

Desde principios de siglo ha sido difícil reconciliar la evidencia geomorfológica de que Chipre es una región que actualmente se está levantando, con la evidencia geológica de que bajo los 2600 km² de la cadena de Troodos hay rocas de una densidad anormalmente alta. Sería de esperar que hubiera flexión hacia abajo, no levantamiento. Las investigaciones posteriores todavía intensificaron la dificultad. Las primeras medidas de gravedad, efectuadas en 1939, contribuyeron a hacer más complicado el enigma al demostrar que toda la isla daba anomalías positivas fuertes y que el gran exceso de masa que esto suponía era máximo en la cordillera de Troodos. Posteriormente se encontró que desde el Cretácico la cordillera se había elevado por lo menos 3000 m, mientras que el resto de la isla había subido sólo unos 900 m o menos, gran parte de la cual se había mantenido bajo el mar durante el Terciario.

En los registros (1963) de su exploración gravitatoria, I. G. Gass y D. Masson-Smith mostraron que la distribución de anomalías positivas implica que el espesor de las rocas de alta densidad (de tipo peridotítico) debe de ser de por lo menos unos 11 km bajo el monte Olimpo y de por lo menos 32 km bajo el extremo noroccidental de la cordillera de Troodos. En correspondencia con esta diferencia encontraron que la anomalía alrededor del monte Olimpo es de sólo la mitad que la anomalía promedio de toda la cordillera y que sobre su cumbre es todavía menor. Esta anomalía secundaria dentro de la anomalía principal inequívocamente apunta a la presencia de una gruesa capa de rocas livianas, tales como rocas corticales siálicas, bajo la laja de rocas ultrabásicas de Troodos. Esto sugiere que «en un tiempo la laja formaba parte de la litosfera oceánica situada bajo una región oceánica comprendida entre los continentes africano y euroasiático». Gass y Masson-Smith desarrollan la idea que lanzó D. W. Bishopp —la de que el macizo de Troodos debe de representar un inmen-

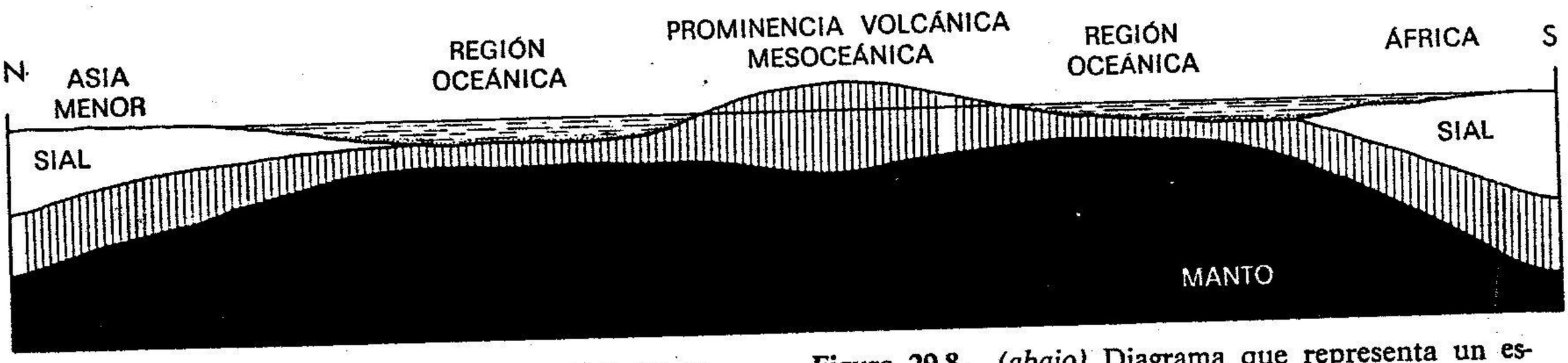


Figura 29.7. *(arriba)* Diagrama que representa un estadio inicial del desarrollo del macizo de Troodos: la formación del complejo intrusivo de Sheeted, a modo de prominencia volcánica en la región oceánica del Tethys, que entonces se encontraba entre África y Eurasia *(Según I. G. Gass y D. Masson-Smith).*

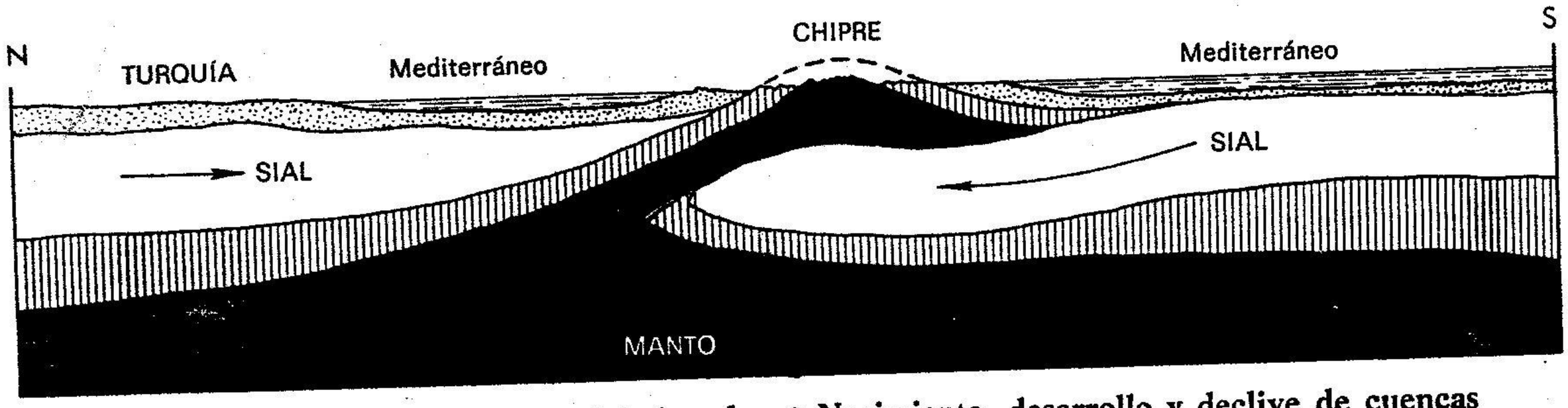


Figura 29.8. *(abajo)* Diagrama que representa un estadio posterior del desarrollo del macizo de Troodos: con el acercamiento de África y Eurasia, la corteza africana ha penetrado bajo la región de Chipre, levantando las rocas ultrabásicas y similares del manto *(Según I. G. Gass y D. Masson-Smith).*

so amontonamiento volcánico que se originó en la parte oceánica del Tethys (fig. 29.7) en una época en la que los continentes que lo bordeaban estaban mucho más alejados—, y sugieren que «cuando durante la orogénesis alpina los escudos continentales se aproximaron uno al otro, esta laja de litosfera oceánica quedó sobre el borde del escudo africano y por eso subió hasta su altura actual en la parte superior de la corteza» (fig. 29.8). Recientemente se ha reconocido la existencia de complejos similares, ahora conocidos como series ofiolíticas, de orígenes análogos, en otras regiones, como los Apeninos y California.

Sobre las lavas almohadilladas del macizo de Troodos hay rocas de color pardo oscuro *(umbers)* que son calizas enriquecidas en hierro, manganeso y elementos traza tales como bario, cobalto, cobre, níquel, plomo, vanadio, cinc y zirconio. Estas rocas son precipitados químicos depositados a partir de fuentes submarinas de aguas termales durante la fase terminal de la actividad volcánica (Robertson, 1975). La gran significación de estos precipitados estriba en que son comparables a depósitos metalíferos encontrados a lo largo de las zonas axiales de dorsales mesoceánicas actuales.

Nacimiento, desarrollo y declive de cuencas oceánicas

Tal como entrevió du Toit en 1937, cuando la corteza continental se divide y se separa nacen cuencas oceánicas nuevas. El mar Rojo y el golfo de Adén (pág. 721) representan estadios iniciales del desarrollo de cuencas oceánicas. El fondo de ambas cuencas, estrechas vías marítimas, es de corteza oceánica, con «bandas» magnéticas típicas, desencajadas por fallas transformantes en el golfo de Adén y posiblemente también en el mar Rojo. Es una creencia generalizada que los valles de fractura del este de África representan un estadio aún más inicial de división continental. No obstante, el fondo de estos valles de fractura es de corteza continental y ellos difieren de los mesoceánicos tanto tectónicamente como en la composición y mineralogía de las rocas volcánicas asociadas.

Los diferentes estadios de desarrollo de un océano, como el Atlántico, se pueden leer en las isocronas (fig. 27.16). Hace diez millones de años, por ejemplo, la isocrona 10 se encontraba a lo largo de la dorsal mesoatlántica. Las orillas opuestas

del Atlántico estaban entonces más cerca una de otra una distancia igual al doble de la que va de la isocrona 10 a la dorsal mesoceánica, y así sucesivamente. De este modo, las isocronas dibujan el progresivo ensanchamiento de los fondos oceánicos y el irlas desplazando hacia las dorsales mesoceánicas sirve como otro método más para comprobar la reconstrucción del *Pangea.*

Se cree que las dorsales mesoceánicas cambian lentamente su posición. Por ejemplo, excepto en su lado norte, África está rodeada de dorsales mesoceánicas sin zonas de subducción intermedias. Así, la parte oceánica de la placa africana se está ensanchando por el oeste, el sur y el este. Esto implica que la dorsal mesoatlántica está migrando hacia el oeste y, como no hay zona de subducción intermedia, por consiguiente también la placa americana se está desplazando hacia el oeste.

El mar Rojo y el golfo de Adén

Tal como se ilustra en la figura 29.9, el *mar Rojo* tiene una fosa axial, de unos 50 a 60 km de sección en la parte donde es más ancha, bordeada por plataformas someras. Las anomalías gravitatorias sobre la fosa axial son fuertemente positivas, y en 1958 Girdler las interpretó como indicadoras de la presencia de una masa de roca básica bajo el fondo del mar. La presencia de esta roca densa, aproximadamente a una profundidad de unos 2 km bajo el fondo del mar, se confirmó por las exploraciones sísmicas y se encontró que encima de ella había sedimentos consolidados y/o lavas, recubiertos en superficie por sedimentos sueltos (Drake y Girdler, 1964). Las exploraciones magnéticas, por las cuales se localizaron anomalías magnéticas sobre la fosa central, confirmaron aún más la presencia de roca básica. El patrón lineal de las anomalías magnéticas, parecido al que caracteriza los fondos oceánicos, llevó a la interpretación de que la roca básica que hay bajo el mar Rojo es corteza oceánica nueva, emplazada durante la separación de las orillas continentales de este mar (fig. 29.10).

En 1966, Vine calculó la tasa de expansión del mar Rojo a partir de datos registrados por Drake y Girdler (1964), y Allan *et al.* (1964). Encontró que era de 1 cm por año, desde la línea media, y correspondía a los últimos 3 o 4 millones de años. Posteriormente, una discusión más detallada de Allen y Morelli (1969) indicó una tasa de expansión de 1,1 cm por año desde la línea media. O sea, las costas del mar Rojo se han separado a un índice de 2,2 cm por año.

Una exploración posterior por refracción sísmica realizada por Davies y Tramonti (1970) sugiere que el fondo oceánico basáltico puede ser más ancho que la fosa central, pero todavía no se ha definido el límite exacto entre corteza oceánica y corteza continental. Hasta ahora no se han cartografiado fallas transformantes, aunque las aparentes dislocaciones de las anomalías magnéticas sugieren que las hay.

Las investigaciones hechas por refracción sísmica, han demostrado que el golfo de Adén está situado sobre corteza oceánica y que una rama de la dorsal mesoceánica de Carlsberg se extiende a lo largo de su zona media. Correspondientemente, ésta, como la dorsal mesoatlántica, tiene una superficie topográfica irregular. La zona media está interceptada perpendicularmente por escarpes que no se prolongan a través de la corteza continental que la bordea (Laughton, 1966). Los epicentros se localizan a lo largo de la zona media irregular y se extienden hacia la fosa axial del mar Rojo. Las soluciones sísmicas de dos terremotos cuyos epi-

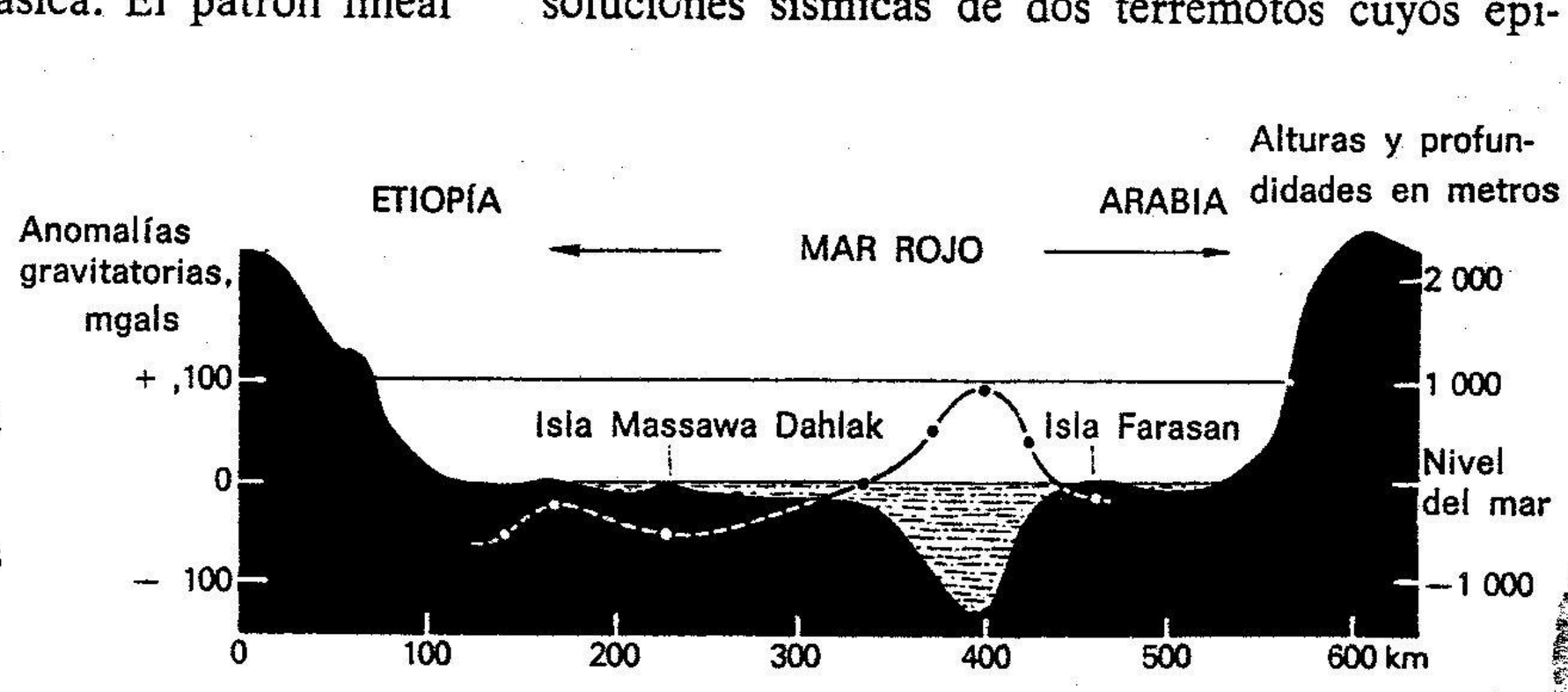


Figura 29.9. Corte del mar Rojo que pretende mostrar la relación entre la topografía del fondo y las anomalías de gravedad (línea de trazos, con determinaciones reales indicadas por medio de puntos) (*Según R. W. Girdler,* 1958).

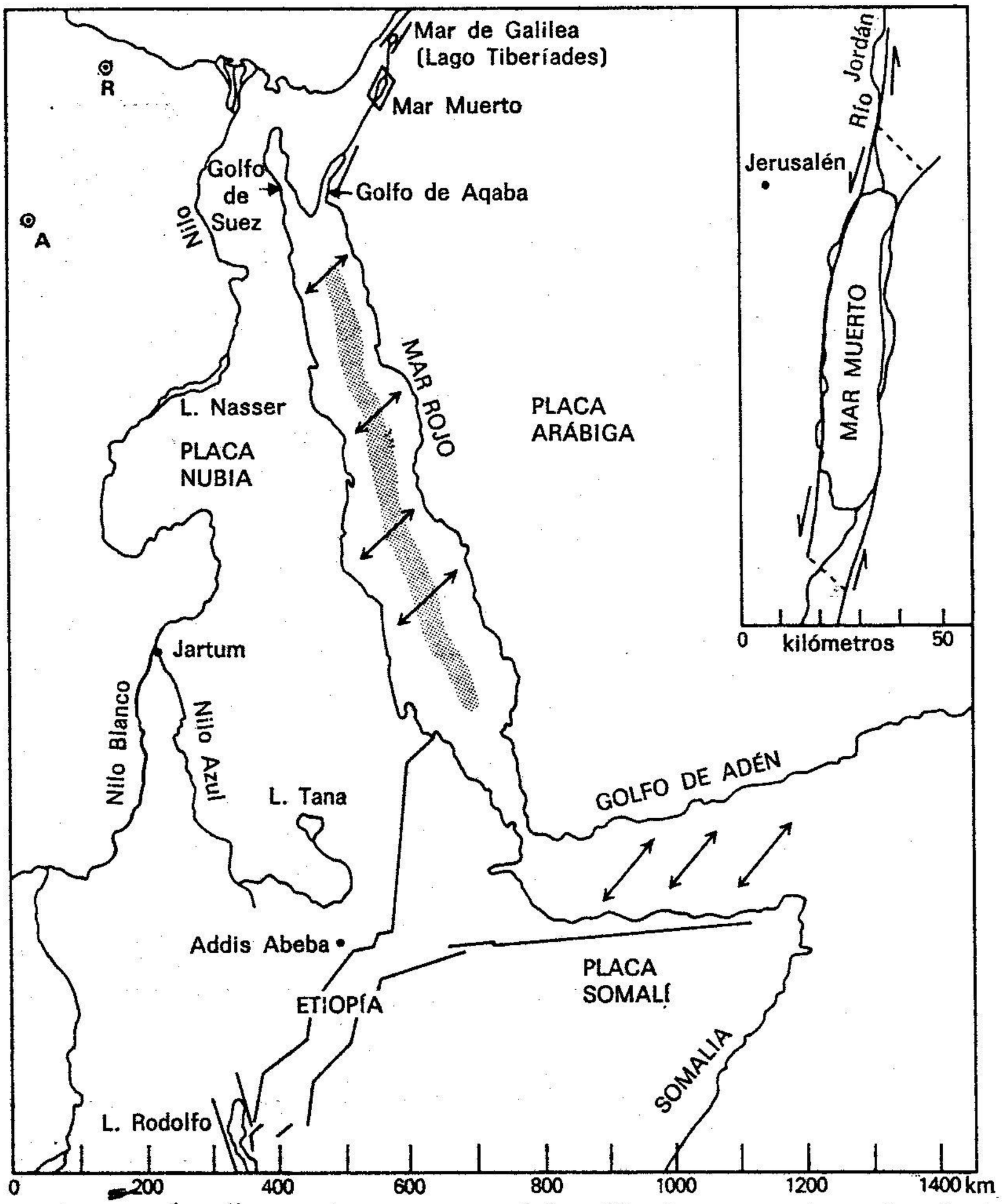


Figura 29.10. Representación esquemática de la separación cortical de África y Arabia resultante de la apertura del mar Rojo y del golfo de Adén en la dirección de las flechas. R y A son los polos de rotación, respectivamente activos durante la apertura del mar Rojo y del golfo de Adén (*Según R. W. Girdler y B. M. Darracott,* 1972). El valle de fractura del mar Rojo continúa hacia el sur por Etiopía y hacia el norte entre Israel y Jordania; el mapita interno ilustra los movimientos asociados con la formación del valle de fractura del mar Muerto. (*Según A. M. Quennell,* 1958).

centros se localizaron en escarpes del golfo de Adén muestran que las direcciones de movimiento concuerdan con las que serían de esperar a lo largo de fallas transformantes. La zona media irregular está caracterizada por anomalías magnéticas «bandeadas», y la tasa de expansión que dibujan, desde la línea media del golfo hacia fuera, varía entre 0,9 y 1,1 cm por año. O sea, el golfo de Adén se está abriendo a una tasa de 1,8 a 2,2 cm por año (fig. 29.10).

Los valles de fractura del este de África

Muchos geofísicos consideran que los valles de fractura (rift valleys) esteafricanos (fig. 29.11) representan una fase de la separación de corteza continental todavía más temprana que el mar Rojo y el golfo de Adén, y se han hecho varios intentos para localizar polos de rotación de lo que se considera que son las placas que los bordean. Están caracterizados por una ancha zona de anomalías gravitatorias negativas, de más de 1000 km de anchura, a la cual se superpone una zona estrecha de anomalías gravitatorias positivas, cuya anchura es del orden de 40 a 80 km, relacionada con los propios valles de fractura. No obstante, es importante constatar que en ellos no se ha localizado corteza oceánica y que la evidencia geológica muestra que su fondo está constituido de rocas continentales, principalmente de rocas precámbricas. La anomalía gravitatoria positiva se explica por la existencia de intrusiones de rocas básicas y ultrabásicas.

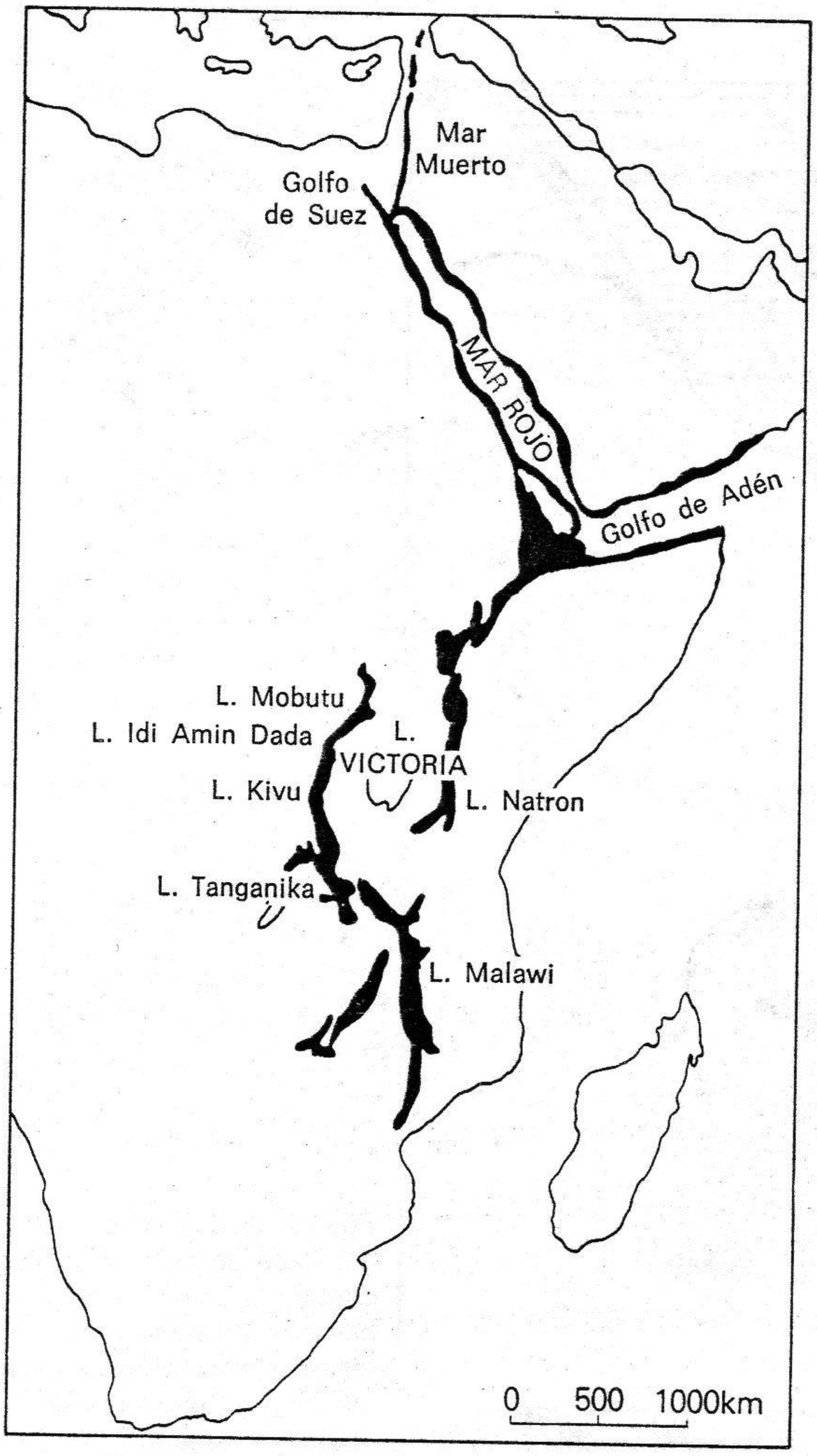


Figura 29.11. Mapa esquemático de los valles de fractura (rifts) esteafricanos (*Según du Toit,* 1937).

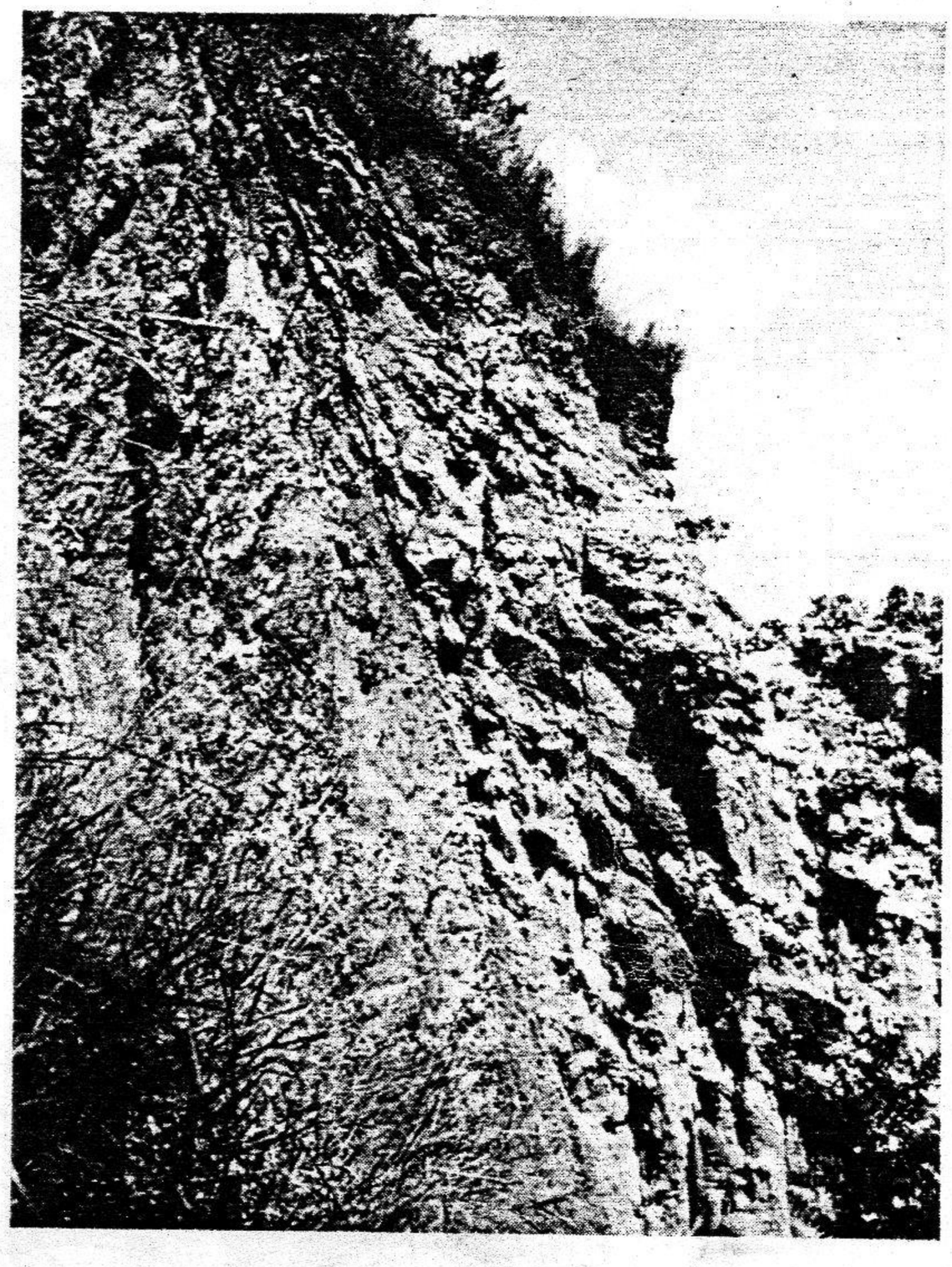


Figura 29.12. Falla normal entre capas miocénicas (ala derecha) y rocas del zócalo precámbrico; aflora en la margen norte de un afluente que fluye hacia el río Semliki cerca de su salida del extremo sur del lago Mobutu. El afluente ha cortado una de las principales fallas de borde del Rift en el lado del Zaire *(J. Lepersonne).*

El término *rift valley* lo introdujo Gregory para designar el gran valle de fractura de África oriental; él fue quien por vez primera lo identificó como un accidente tectónico debido a fallas. Gregory definió el término para indicar una larga banda de terreno hundido entre fallas normales o una serie paralela de fallas abruptas. Hay muchas pruebas de que el tipo dominante de fallas asociadas con las fracturas esteafricanas es el normal. El lado noroccidental del valle de fractura de Mobutu, por ejemplo, es una falla normal (fig. 29.12). En su lado sudeste se hicieron perforaciones de gran profundidad, a través de sedimentos suavemente plegados, a diferentes distancias del pie del escarpe. Al aumentar la distancia, aumentaba la profundidad a la que aparecían la falla y las rocas cristalinas del zócalo, con una variación de esta profundidad comprendida entre los valores 130 m y 1233 m. Así se comprobó que la falla sudeste es una falla normal que buza 65° hacia el lago. Tanto por evidencias geológicas visibles como por sondeos se ha demostrado que más al sur, donde las depresiones que rodean el Ruwenzori empiezan a converger para constituir el valle de fractura de Mobutu, la «nariz» del Ruwenzori (fig. 29.13) también está bordeada por fallas normales.

Evidentemente el fondo de algunos valles de fractura excepcionalmente profundos se ha hundido (fig. 29.14), pero está claro que, en muchos msá ejemplos, el fondo simplemente se quedó rezagado con respecto a la superficie de la meseta

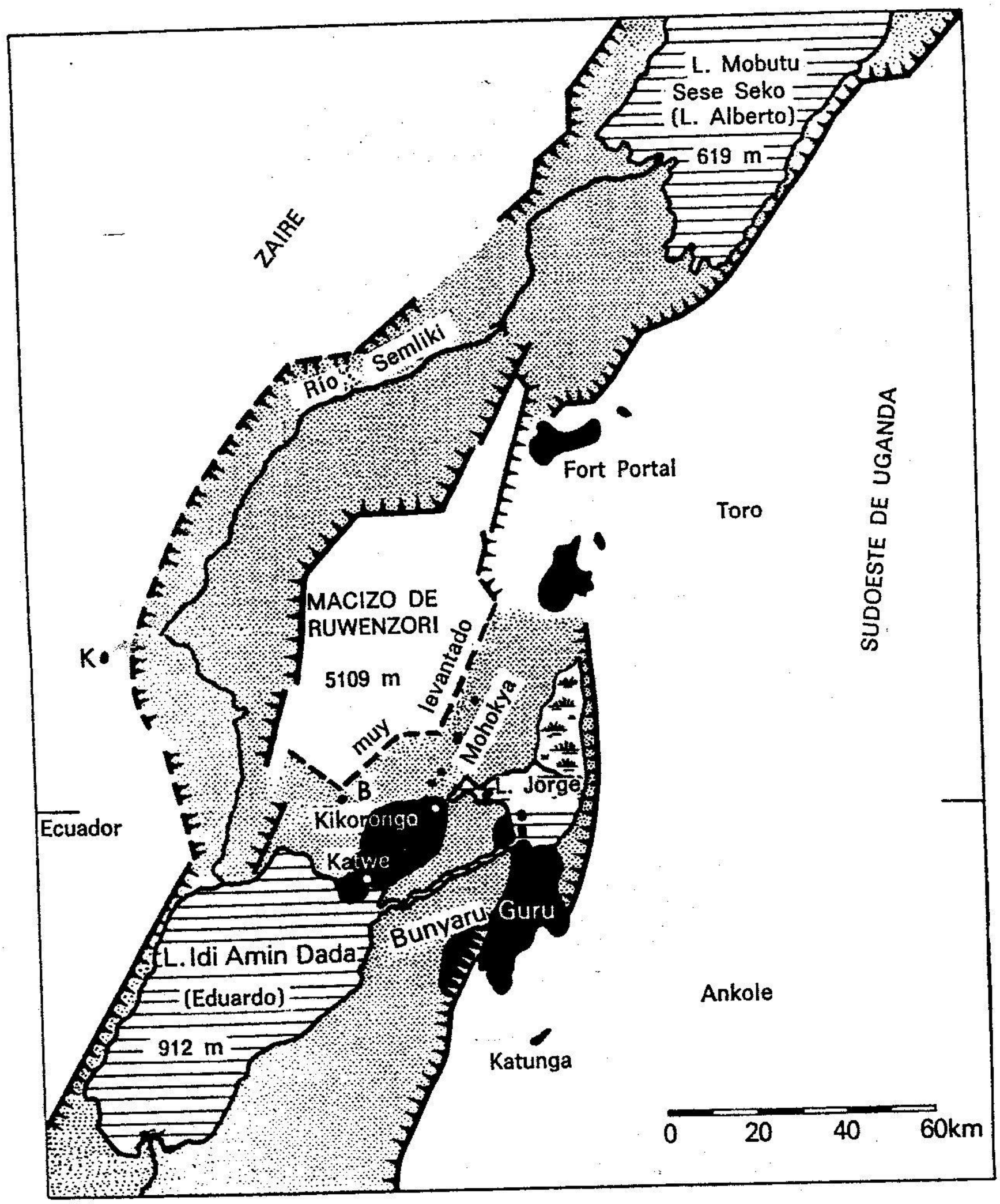


Figura 29.13. Mapa de parte del valle de fractura (rift) occidental, donde se indica el macizo de Ruwenzori y las regiones volcánicas adyacentes (en negro). Se han señalado dos pequeñas regiones, B (Bukangara) y K (Karibumba).

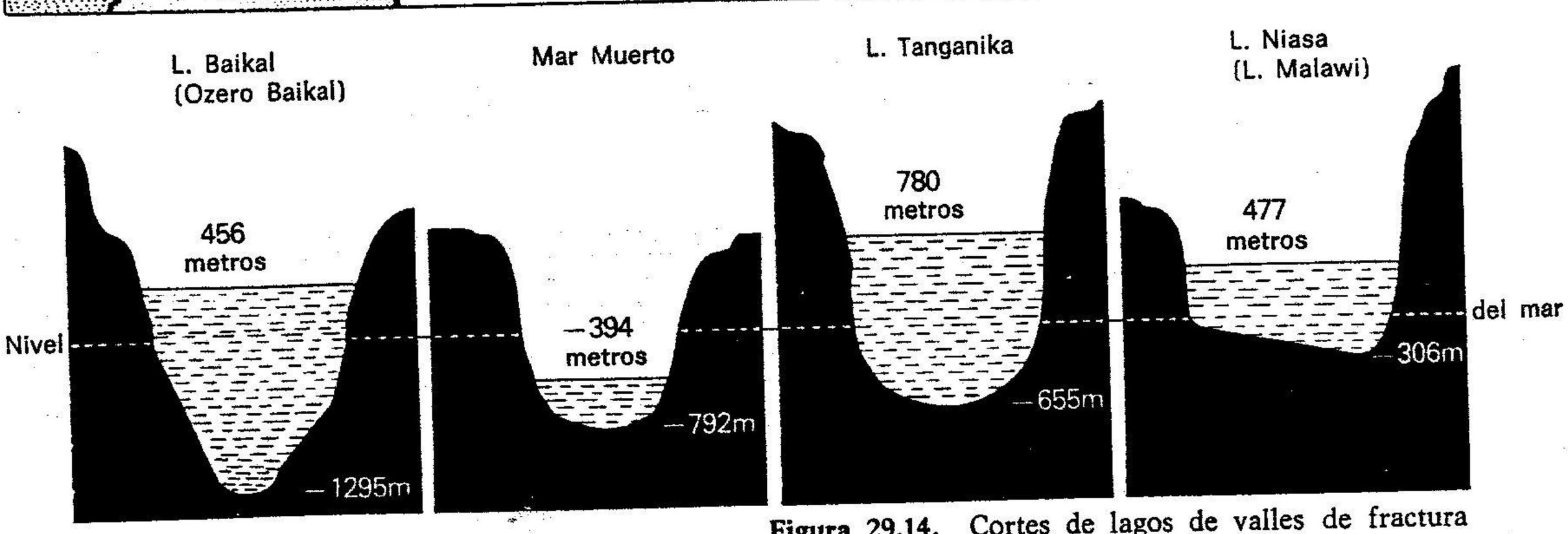


Figura 29.14. Cortes de lagos de valles de fractura que ilustran la depresión local del fondo por debajo del nivel del mar. La escala vertical está muy exagerada. Cada corte tiene una longitud de 80 km.

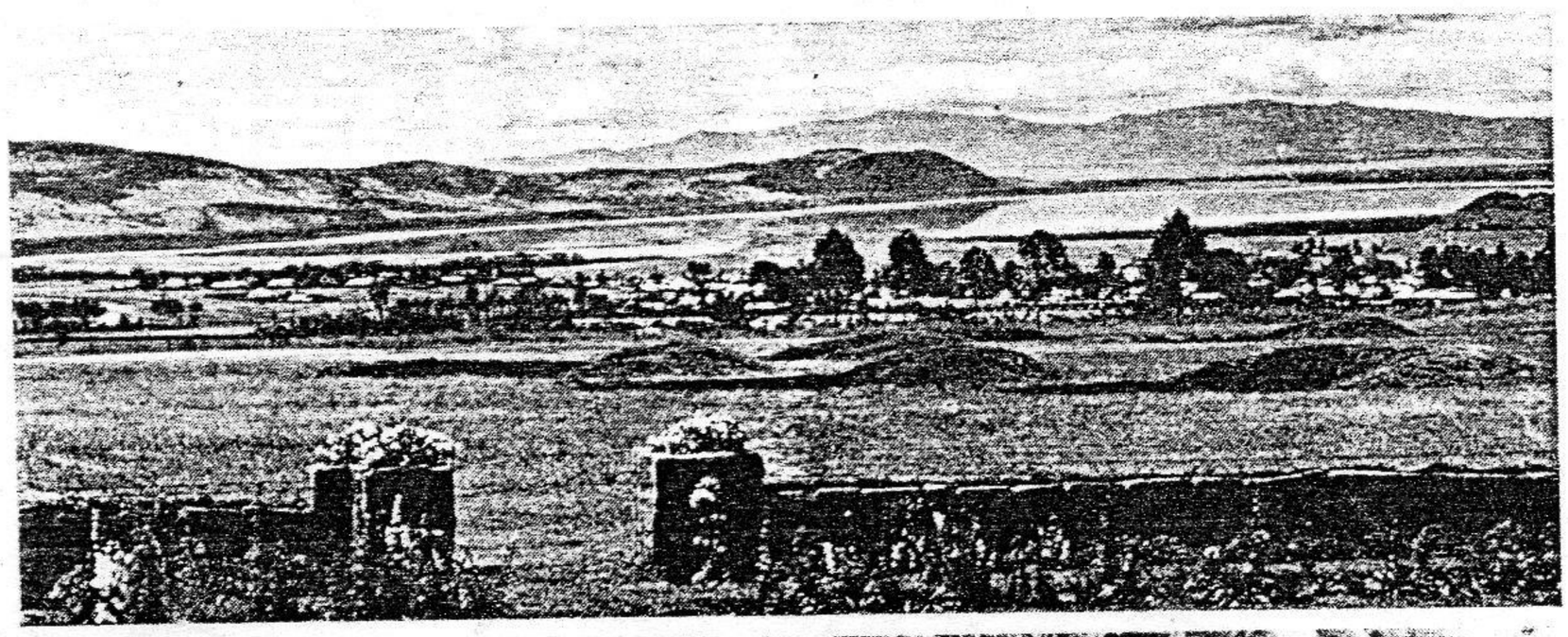


Figura 29.15. Lago Nakura, en el Rift oriental o Gregory, al norte del lago Naivasha (véase la fig. 29.28) con las escarpadas paredes occidentales del Rift al fondo *(Dorien Leigh Ltd).*

adyacente en el transcurso del levantamiento general.

Los valles de fractura africanos no constituyen una fosa larga continua con una rama curvada hacia el oeste. Algunas de las fallas individuales se pueden seguir a través de largas distancias, pero otras son más cortas y dispuestas escalonadamente *(en échélon).* Pero considerando las fallas esteafricanas como un todo, es imposible no constatar que todas ellas son partes íntimamente relacionadas de un único sistema de accidentes tectónicos que se extiende desde el Zambeze al mar Rojo, cubriendo una distancia total de casi 3000 km. Los diferentes valles de fractura que lo componen suelen agruparse del modo siguiente:

(*a*) El lago Rodolfo y el sector etíope.

(*b*) El Rift Gregory u oriental (fig. 29.15), al este del lago Victoria.

(*c*) El Rift occidental: desde el lago Tanganika por los lagos Kivu, Idi Amin Dada (l. Eduardo) y Mobutu (l. Alberto) (fig. 29.16), con el macizo elevado del Ruwenzori entre los dos últimos sectores (fig. 29.28).

(*d*) El Rift meridional, el sector de Malawi (Nyasa) y sus bifurcaciones hacia el extremo sur de la meseta central.

Hay una notable uniformidad en la anchura de la mayoría de los valles de fractura, como lo ponen de manifiesto las siguientes medidas:

Lago Mobutu (Alberto)	45 km
Lago Tanganika (norte)	50
Lago Tanganika (sur)	40
Rukwa	40
Lago Rodolfo	55
Lago Natron	30-50
Ruaha (norte)	40
Lago Malawi (Nyasa)	40-60

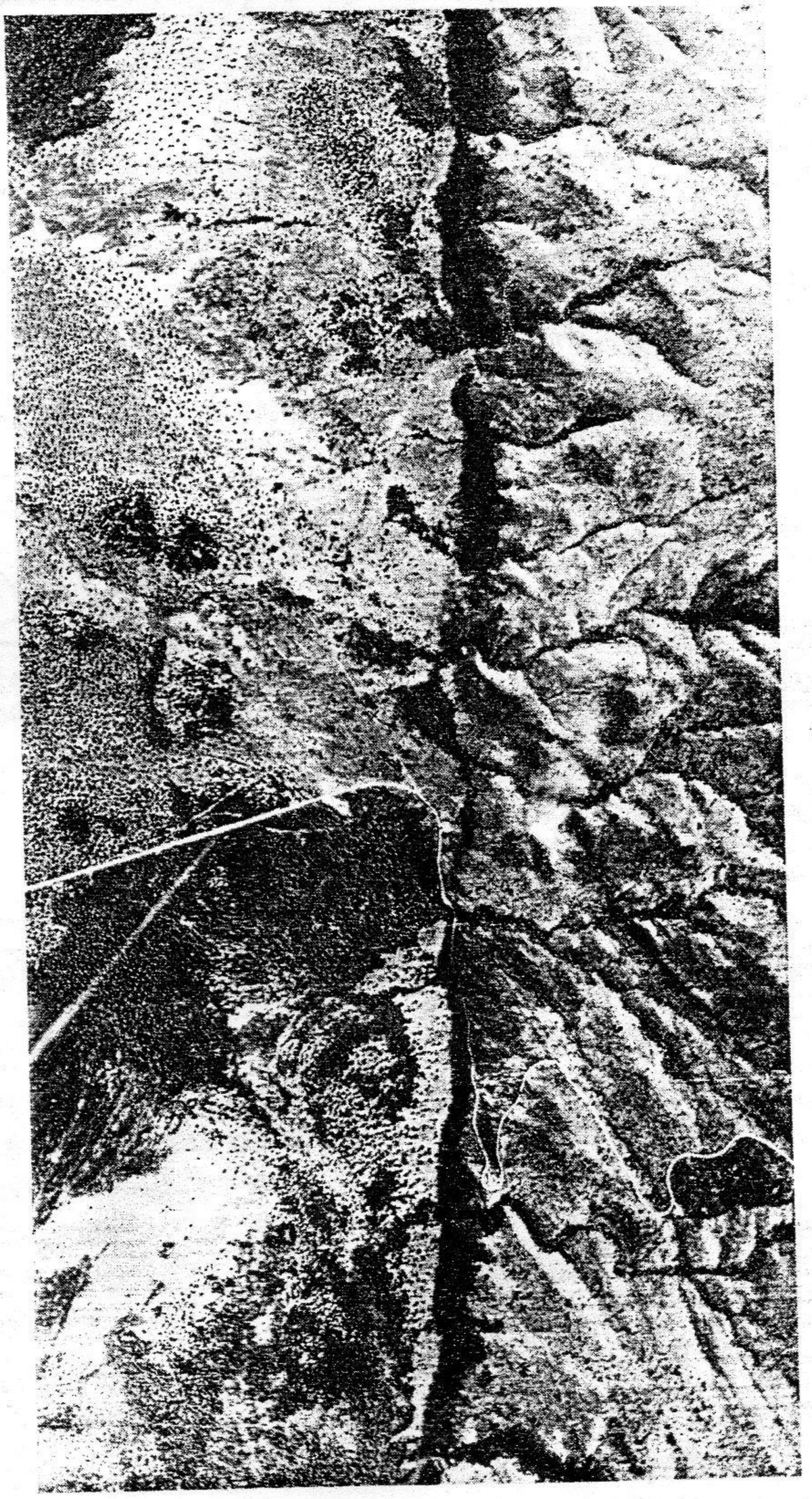


Figura 29.16. Tramo de 6 km a lo larog del escarpe de falla sudoriental del Rift Alberto (Mobutu), visto desde el aire sobre la tortuosa carretera que lleva de la meseta al puerto del lago de Butiaba, Uganda *(Overseas Geological Surveys).*

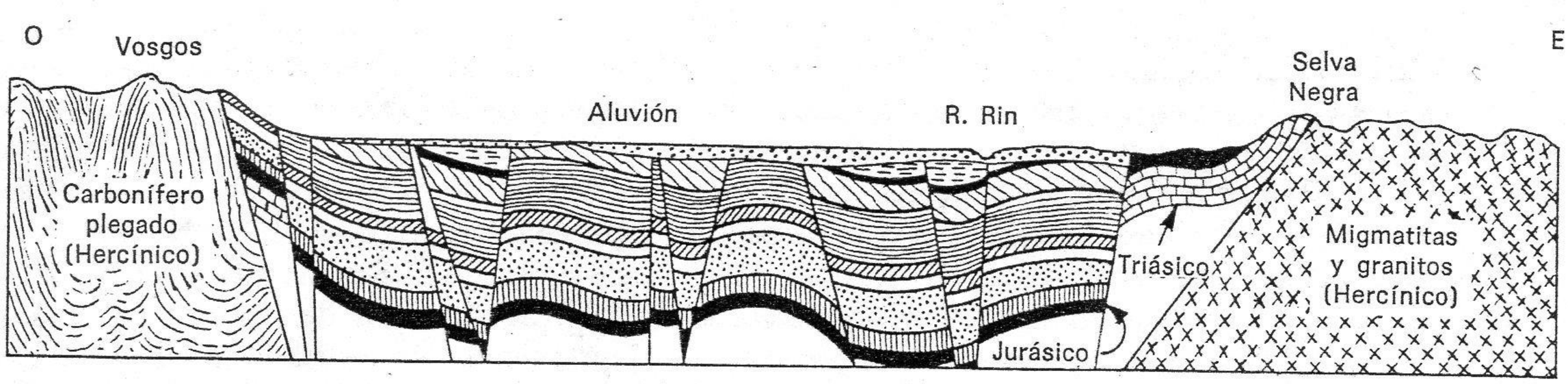


Figura 29.17. Corte de la fosa tectónica (graben) del Rin, al norte de Mülhausen, que representa la estructura plegada y fallada en los estratos superiores del bloque del valle de fractura, determinada por numerosos sondeos. Localmente, bajo el aluvión, aparecen capas miocénicas, pero la mayor parte de los estratos representados son oligocénicos y descansan sobre Jurásico. La longitud del corte es de unos 48 km. La anchura del valle de fractura en superficie es de 32 km.

En otros continentes hay también valles de fractura de anchura similar, como la fosa del Rin, de 30-45 km, y el lago Baikal, sur 55, norte 70 km (figs. 29.1 y 29.30). Estas anchuras son todas del mismo orden que el espesor de la corteza continental, relación significativa que también aparece en los experimentos con modelos reducidos a escala efectuados por Cloos (fig. 29.18).

Algunos de los escarpes más antiguos de los valles de fractura africanos datan del Karroo (Carbonífero) y están profundamente seccionados por la erosión, pero los más recientes son abruptos y netamente definidos. A partir de muchas dataciones radiométricas de lavas, tobas e intrusiones, combinadas con evidencias geológicas, se sabe que los estadios iniciales de la fracturación moderna se han estado dando durante 23 millones de años, desde el Mioceno inferior.

Hace muchos años, Hans Cloos (1939) intentó reproducir experimentalmente la fosa del Rin (fig. 29.17), con modelos reducidos a escala, usando capas de arcilla, humedecida convenientemente para fluir y hundirse pero con capacidad para fracturarse y producir diaclasas y fallas. Su primer aparato lo diseñó con las capas de arcilla confinadas entre dos bloques de madera que podían apartarse, como si se alejaran hacia la Selva Negra a la derecha y hacia los Vosgos a la izquierda, a una velocidad de unos pocos milímetros por hora. Este modelo, que en una ojeada retrospectiva bien podría parecer que fue diseñado para mostrar lo

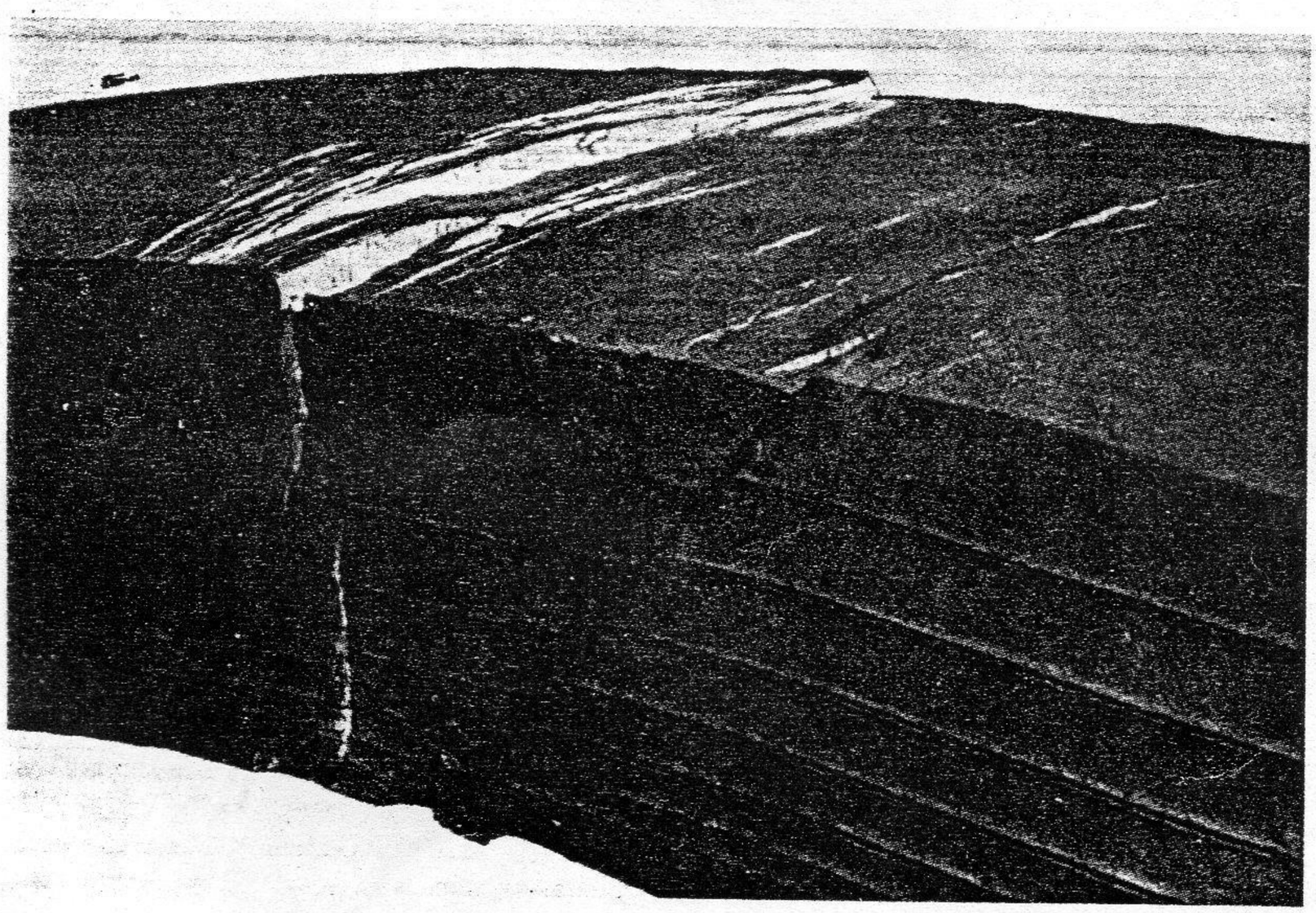


Figura 29.18. Formación experimental de un valle de fractura por levantamiento lento de capas de arcilla húmeda. Nótese que la anchura superficial del valle de fractura es del mismo orden que el espesor total de la «corteza» arcillosa (*Hans Cloos,* 1939).

que ocurriría a consecuencia de la separación de corteza continental, reprodujo maravillosamente todos los rasgos estructurales de los valles de fractura, aunque todavía faltaban dos rasgos esenciales del conjunto estructural: los bloques levantados (*horsts*) adyacentes.

Cloos superó esta dificultad con el simple abovedado de la corteza artificial, con lo cual automáticamente se extendió el lado superior. La figura 29.18 ilustra uno de estos experimentos, en el cual no sólo se reprodujeron las características de los valles de fractura, sino también los horsts y escarpes adyacentes. La importante conclusión que se saca de estos experimentos es la de que los valles de fractura son una respuesta no a la sola tensión sino también al levantamiento de toda la región, como en el caso de los abombamientos tanto del Rin, al que a veces se llama «escudo», como del este de África, donde están ubicados los valles de fractura.

La figura 29.19 ilustra otro de los ingeniosos experimentos de Cloos. Aquí se imita la formación de un domo mediante el lento levantamiento de la superficie que se abomba de una botella de goma de agua caliente revestida con arcilla húmeda. Las minúsculas fallas producidas por levantamiento y extensión reproducen plenamente el modelo en forma de Y de cada terminación de la fosa del Rin (fig. 29.20) y de diversos sectores del valle de fractura esteafricano.

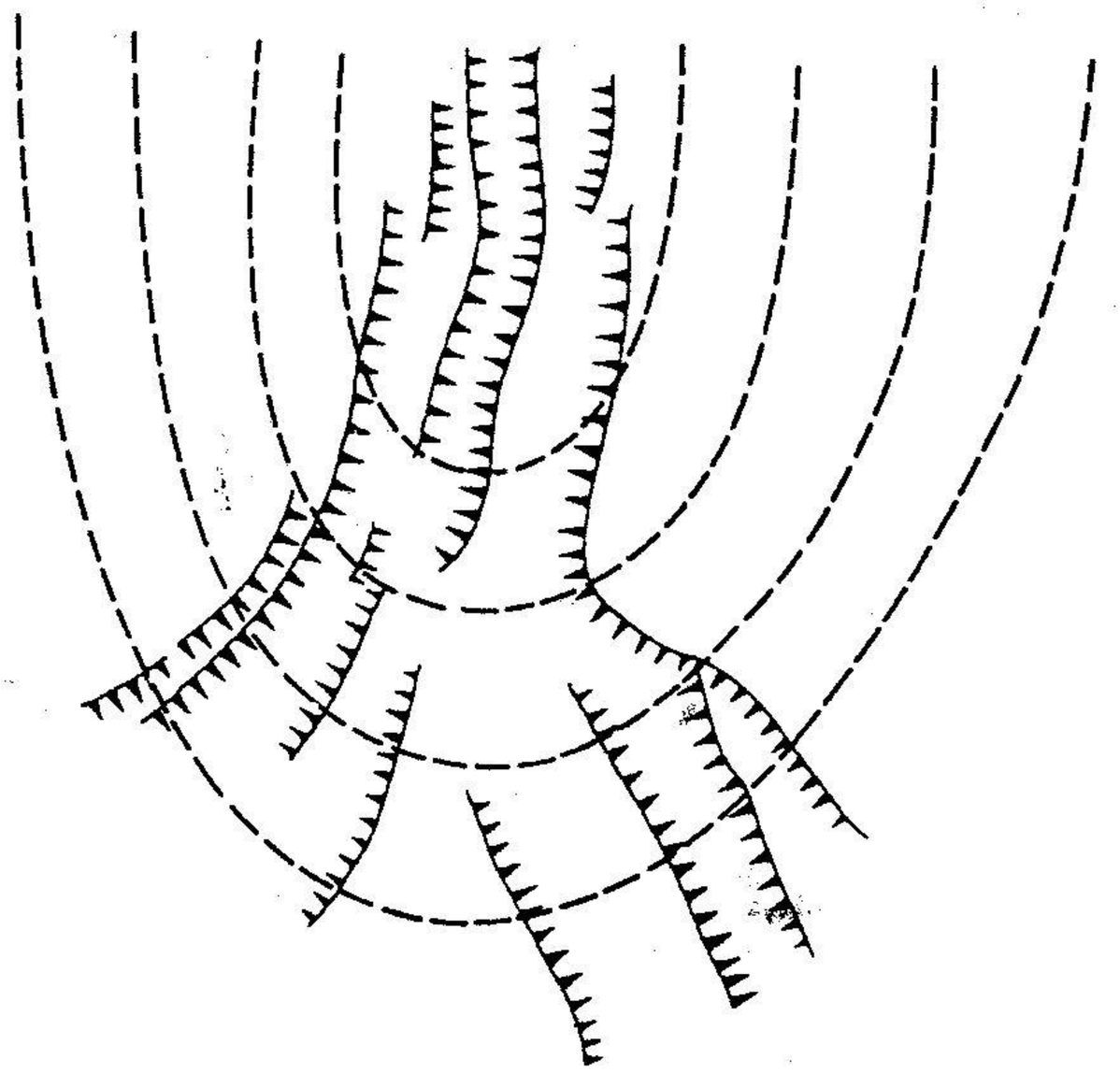


Figura 29.19. Modelo bifurcado de fallas de rift desarrolladas en las extremidades de un abombamiento o domo alargado, aquí producidas hinchando una botella de agua caliente de forma ovalada revestida de arcilla húmeda *(Según Hans. Cloos).*

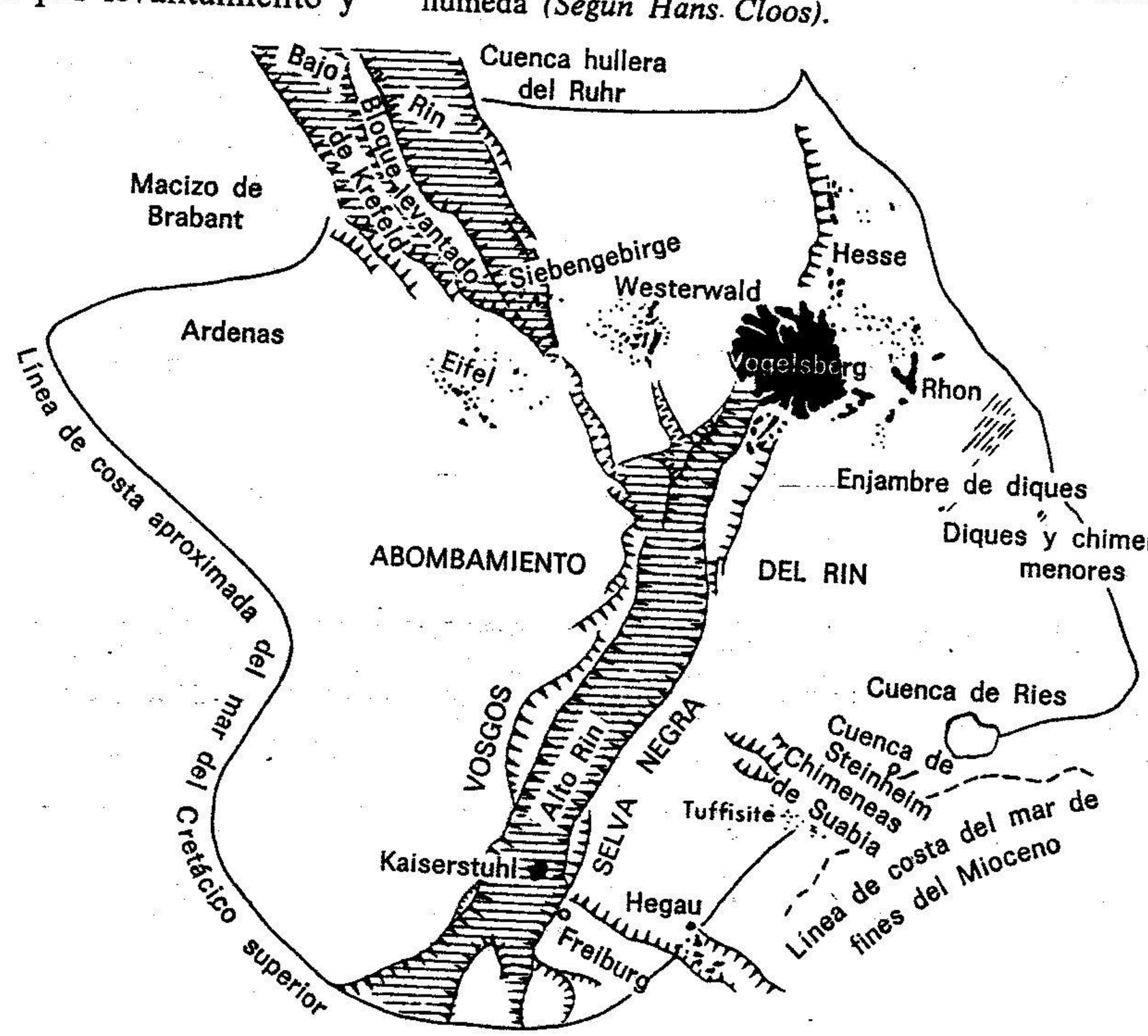


Figura 29.20. Mapa esquemático del abombamiento del Rin, que muestra el valle de fractura del Alto Rin y sus bifurcaciones septentrionales en los rifts del Bajo Rin y del Hesse. En negro, regiones volcánicas *(Según Hans Cloos).*

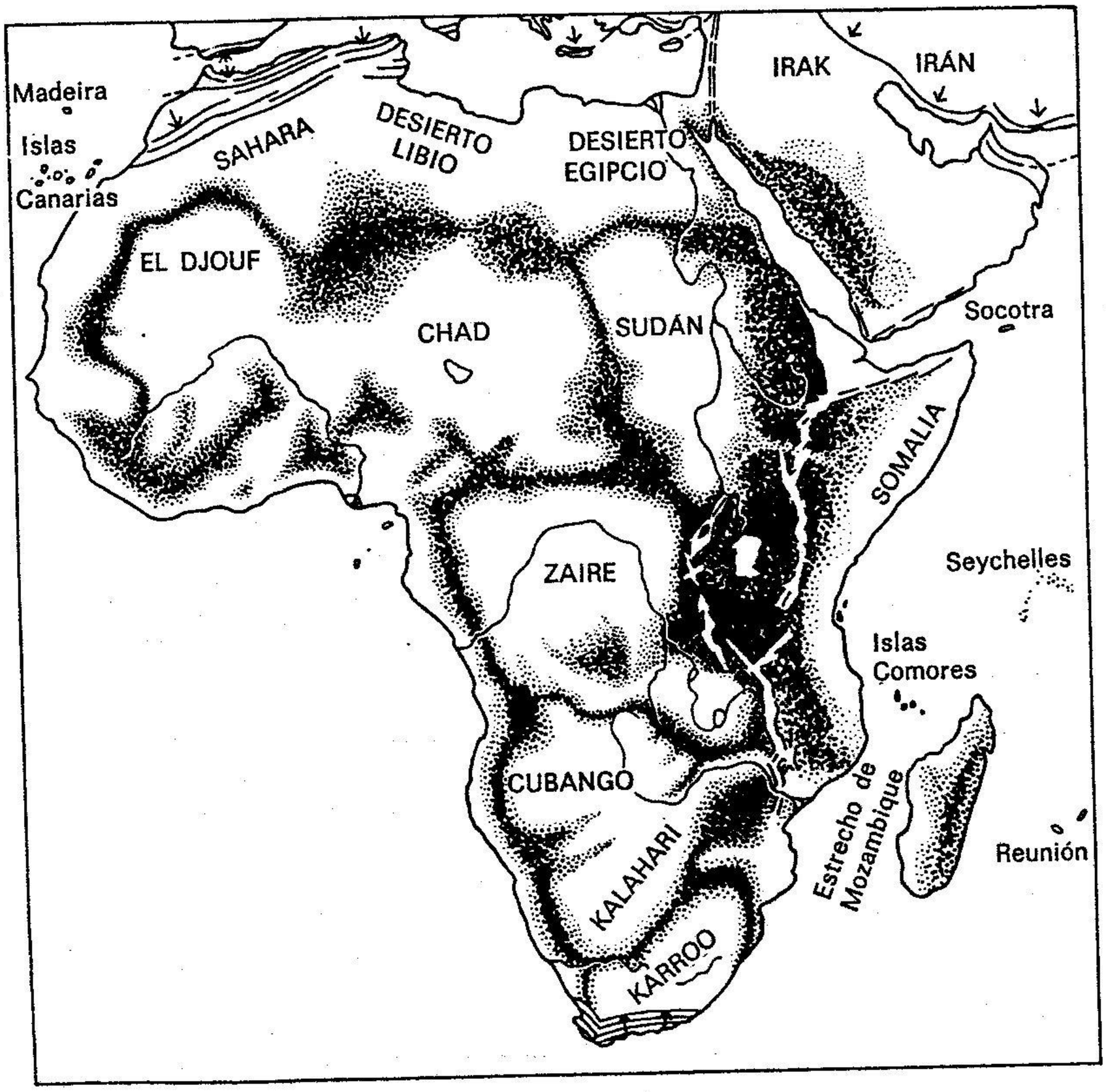


Figura 29.21. Mapa que representa de forma gencralizada las cuencas tectónicas de África y las prominencias, mesetas y valles de fractura intermedios.

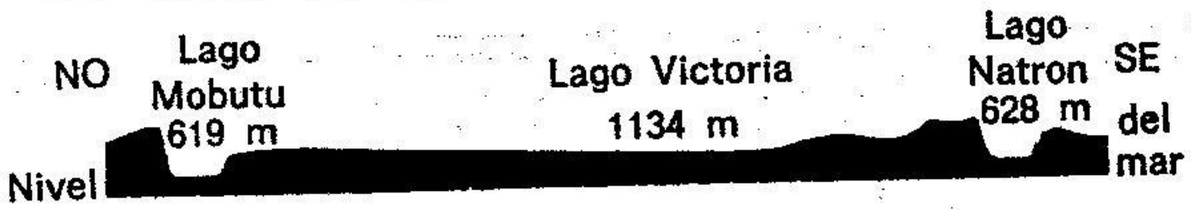


Figura 29.22. Perfil de la suave comba del lago Victoria y de las profundas fosas de los valles de fractura occidental y oriental. Longitud del corte, 800 km.

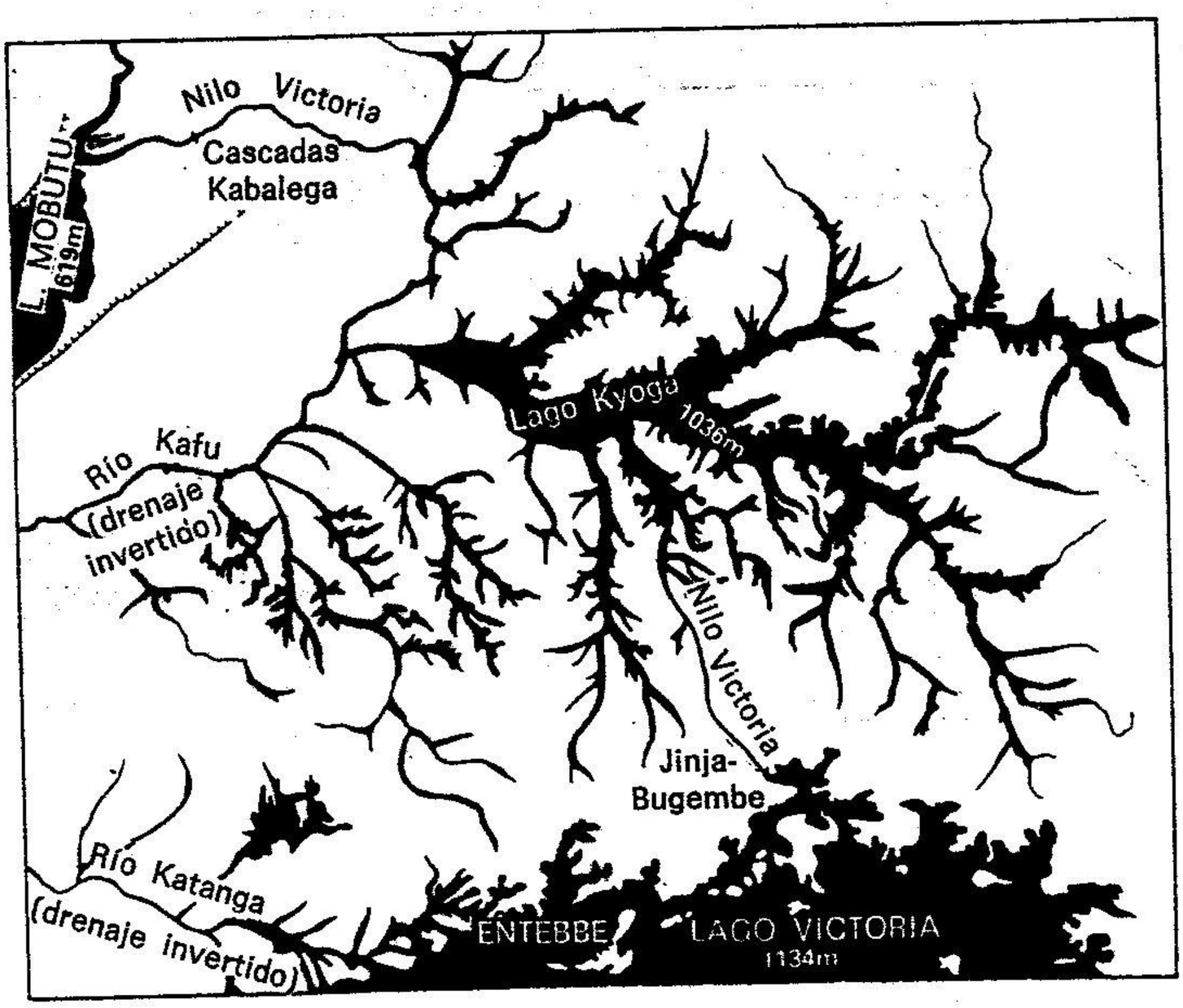


Figura 29.23. Mapa del lago Kyoga, Uganda, donde está representado el drenaje invertido producido por el basculamiento hacia atrás de la meseta situada al este del Rift occidental, ocurrido a fines del Pleistoceno.

Durante centenares de millones de años los movimientos del escudo africano han sido persistentemente epirogénicos, dando un modelo estructural de anchas cuencas separadas por abombamientos irregulares que suben hacia el este para formar una serie de mesetas que se unen, atravesadas por el espectacular sistema de valles de fractura (figura 29.21 . Un rasgo significativo de la meseta es el característico levantamiento de su superficie hacia los bordes de los rifts (fig. 29.22). En el lado oeste, este abombamiento es tan reciente que ahora los ríos han invertido su curso, de tal modo que fluyen hacia dentro y desaguan, o bien en el lago Victoria o bien en el Nilo Victoria. La curiosa forma del lago Kyoga y sus márgenes cenagosas, cubiertas de papiros y de sudd, es un claro indicio de que el río Kafu y sus afluentes quedaron represados y dirigieron su curso a una depresión subsidiaria situada al norte del lago Victoria (figura 29.23).

Figura 29.24. Vista excepcionalmente clara del macizo levantado del Ruwenzori, mirando a través del lago Jorge, a 913 m del Mweya Lodge, hacia la cumbre de la cordillera, 5119 m. Desde el extremo sur hasta la «nariz», a la derecha, la distancia es de unos 80 km *(Paul H. Temple).*

Logatchev *et al.* (1972), al comunicar los hallazgos relativos a los valles de fractura hechos por la expedición soviética al este de África en 1967-1969, concluyen que la «hipótesis de rotura y separación de la corteza que suele usarse para explicar la tectónica de los fondos oceánicos no puede aplicarse fácilmente a la fracturación continental». Si los valles de fractura del este de África representan un estadio inicial de evolución de nuevo fondo oceánico, o un intento abortado de separación cortical, entonces es evidente que el abombamiento hacia arriba juega un papel principal en la separación cortical. Ciertamente, si se requiere una confirmación del importante papel jugado por la asociación levantamiento-formación de rift, hay un accidente asombroso en el Rift occidental único en su inmensidad: el bloque del Ruwenzori, elevado como una torre, que sin duda es la montaña volcánica más alta de África. Se eleva desde una bifurcación del valle de fractura (fig. 29.13) hasta los picos de nieves perpetuas (las «Montañas de Luna») situadas a 5119 m de altura, o sea, casi 4 km por encima del nivel general de la meseta (fig. 29.24). Hacia el lago Mobutu (lago Alberto), el gran macizo se estrecha hasta convertirse en una larga «nariz» flanqueada por es-

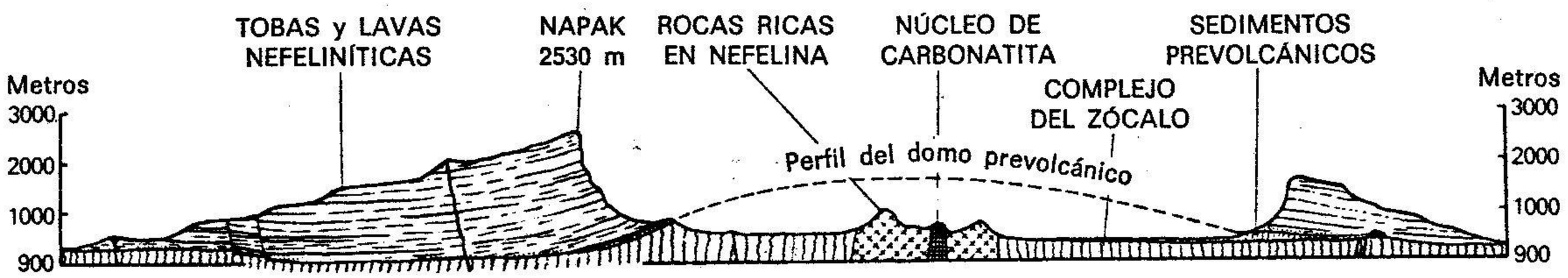


Figura 29.25. Corte generalizado del volcán Napak profundamente destripado, vaciado, al sur de Karamoja, Uganda, donde se indica el núcleo de carbonatita (en negro). Longitud del corte, 30 km (*Según B. C. King,* 1949).

carpes de falla. En esta zona se demuestra el levantamiento reciente por la existencia de terrazas aluviales levantadas que originariamente formaban parte del fondo del valle del río Semliki.

Si se considera la fragmentación producida desde principios del Mioceno, o sea durante unos 23 millones de años, sin separación de corteza continental ni emplazamiento de corteza oceánica, entonces la tasa de separación ha sido muy lenta

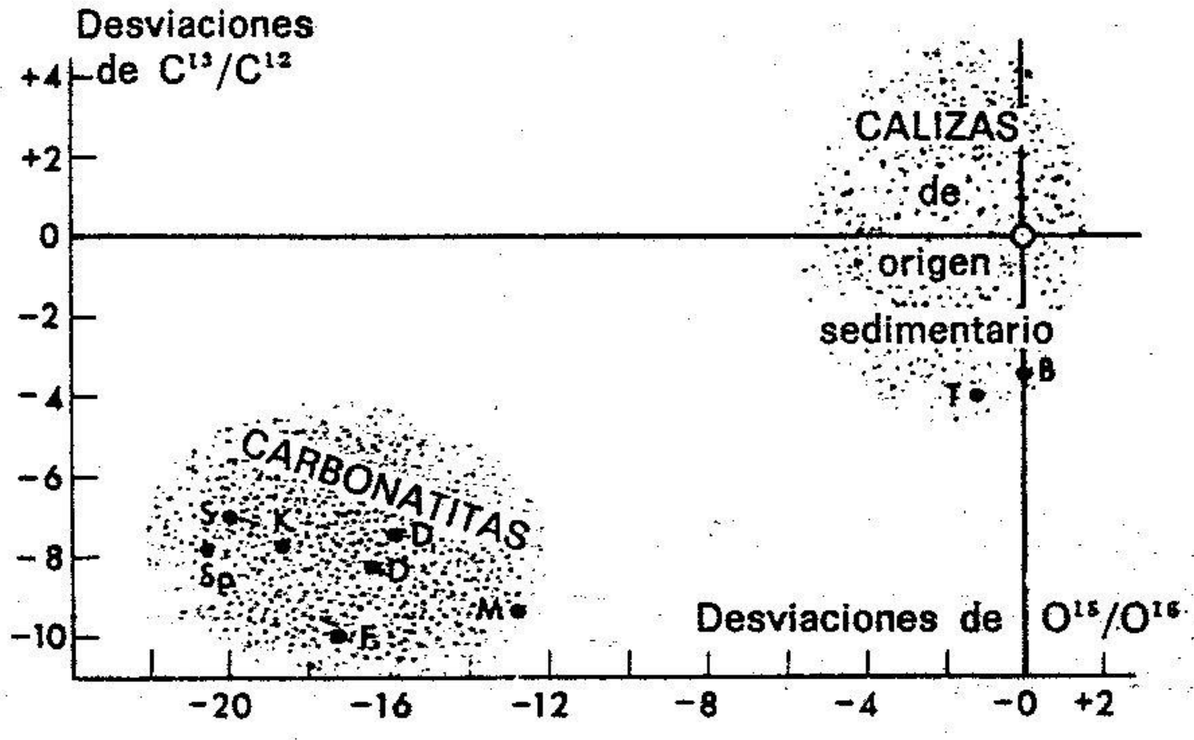


Figura 29.26. Los puntos, que representan desviaciones de la razón O^{18}/O^{16} respecto a una caliza estándar arbitraria (señalada como o) confrontadas con las correspondientes desviaciones de la razón C^{13}/C^{12}, caen en dos campos bien separados (sombreado) correspondientes respectivamente a carbonatitas y a rocas carbonatadas sedimentarias. El travertino, K, del lago Katwe cae en el campo de las carbonatitas, mientras que un bloque, B, arrojado de uno de los cráteres del Bunyaruguru (fig. 29.13) cae en el campo sedimentario. Análogamente, el Sp correspondiente al complejo alcalino de Spitzkop de Bushveld, Sudáfrica, se distingue claramente, como carbonatita, de la caliza sedimentaria, T, del sistema Transvaal, con la cual en principio se identificó. Las otras carbonatitas señaladas son:
D, dique de la mina diamantífera de Pretoria, Sudáfrica
F, lava de la región volcánica de Fort Portal (figura 29.13)
M, lava carbonatítica del cráter del Mbuga, región volcánica de Katwe-Kikorongo (fig. 29.13)
S, núcleo carbonatítico del volcán Sukulu, Uganda oriental
(Determinaciones isotópicas de P. Baertschi).

comparada con la tasa de movimiento de los fondos oceánicos. Podría ser que los valles de fractura esteafricanos representen un intento abortado de división continental, pero queda por explicar la completa diferencia entre las rocas volcánicas de aquí y las de las dorsales mesoceánicas.

Las lavas y piroclastos asociados con valles de fractura continentales son sorprendentemente ricos en álcalis, sodio y potasio, incluso cuando son muy básicos o ultrabásicos. En el abombamiento del Rin esta asociación es bien típica y visible en el Kaiserstuhl, y en los volcanes de Hegau situados al este, donde la lava incluye muchas variedades ricas en nefelina y otros feldespatoides, y relativamente pobres en sílice. A diferencia de la actividad volcánica de las dorsales mesoceánicas, la de estos valles de fractura se caracteriza por la erupción de pirroclastos voluminosos que demuestran el escape de grandes volúmenes de gas. Vale la pena subrayar que las chimeneas tobáceas de Suabia son el ejemplo típico de fluidización.

En el *Rift Gregory,* en el este de África, igual que en el abombamiento del Rin, la proporción de álcalis respecto a la sílice es alta, y en general la sosa es más abundante que la potasa. El propio contenido en sílice disminuye rápidamente a través de series rocosas del tipo riolita sódica-traquita sódica-fonolita-nefelinita-nefelinita olivínica-nefelinita melilítica. En esta serie son primero los feldespatos alcalinos los que se hacen cada vez más abundantes a expensas del cuarzo, que llega a desaparecer. Entonces los feldespatoides empiezan a ocupar el lugar de los feldespatos alcalinos hasta que también éstos desaparecen. Al mismo tiempo, junto con la creciente deficiencia en sílice, se registra un aumento de piroxenos y biotita, y en lugar de piroxenos y feldespatos cálcicos aparecen

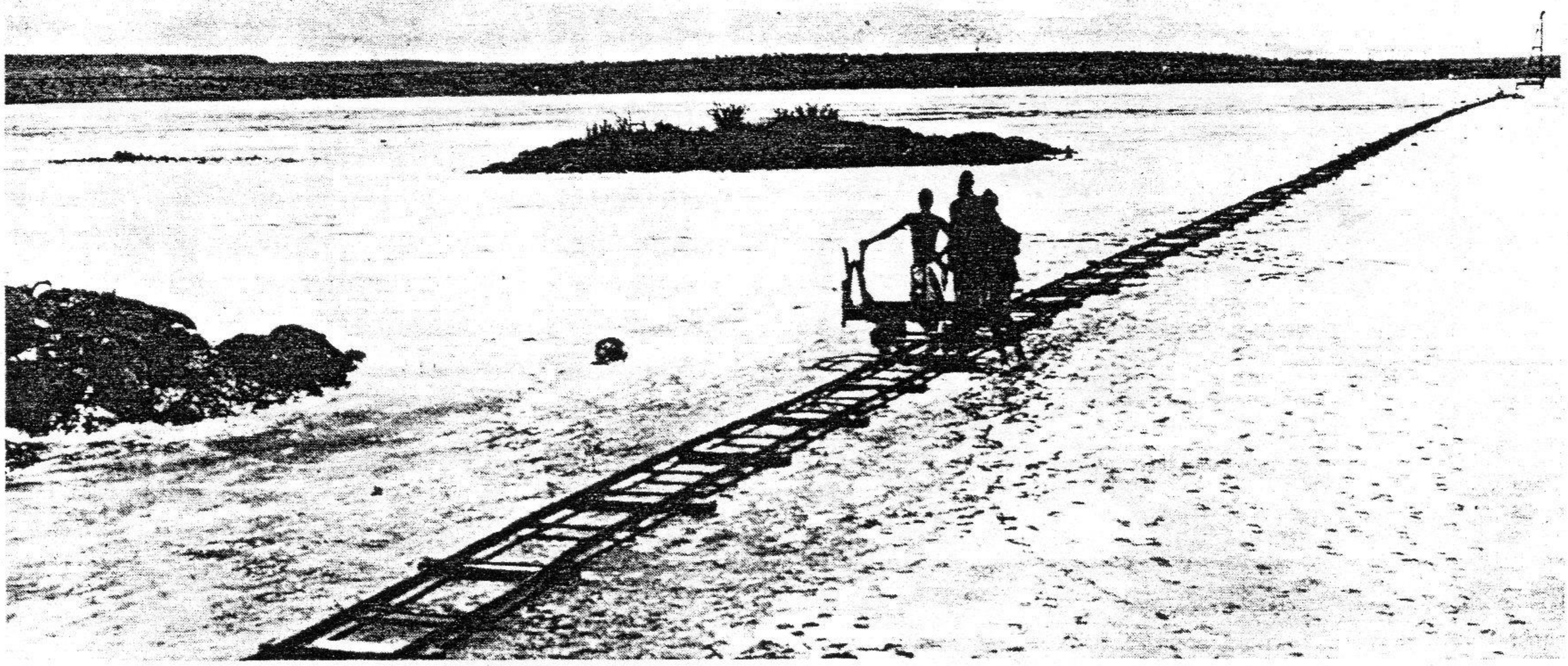


Figura 29.27. Depósitos de sal del lago Magadi en el valle de fractura oriental, Kenia (para su localización, véase la fig. 29.13) *(E.N.A.)*.

olivino y melilita. Asociadas a estas rocas ricas en álcalis hay otras constituidas por carbonatos (CO_3Ca, con cantidades variables de CO_3Mg y de CO_3Fe). Éstas son rocas ígneas genuinas y para distinguirlas de las calizas y los mármoles se las llama *carbonatitas* (fig. 29.25). Tal como lo indican los datos representados en la figura 29.26, las calizas ordinarias contienen proporciones de los isótopos O^{18} y C^{13} apreciablemente más altas que las carbonatitas. Estos resultados quedan confirmados por las marcadas diferencias en la constitución isotópica del estroncio entre las carbonatitas y las calizas de origen sedimentario.

En la región endorreica asociada con el Rift oriental hay llanuras tapizadas por una costra de sal blanca deslumbrante (fig. 29.27). Los lagos Natron y Magadi y las llanuras que los rodean contienen vastas reservas de sosa (Co_3Na_2) y de otros depósitos químicos explotados comercialmente a muy gran escala. Las sales proceden de las rocas volcánicas ricas en sosa del distrito, en parte de los productos directos de erupción (que incluyen carbonatos ricos en sosa procedentes del volcán activo Oldoinyo Lengai, en Tanzania) y de manantiales termales ricos en sosa, y en par-

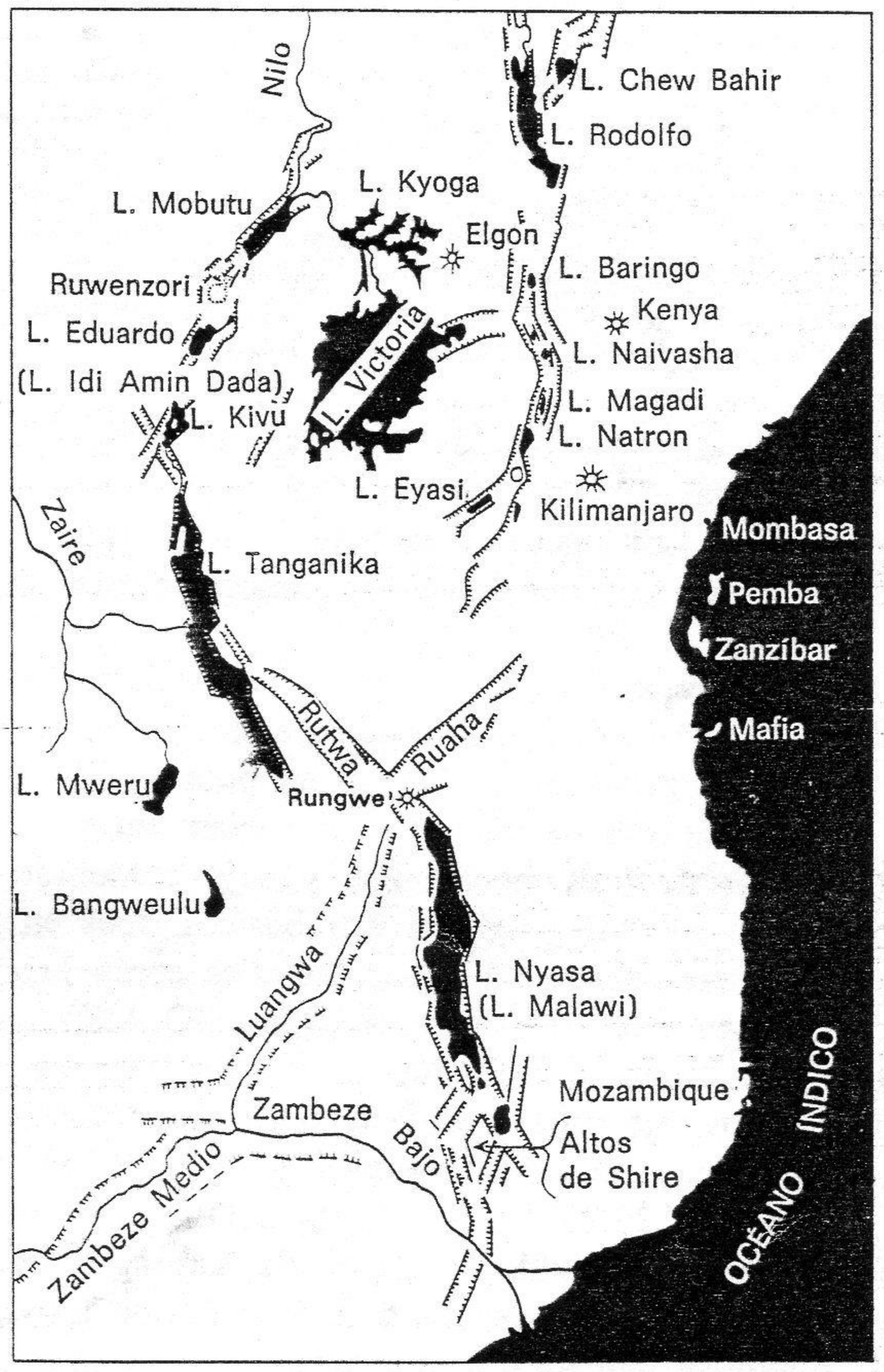


Figura 29.28. Mapa de los valles de fractura africanos desde el Zambeze al borde etíope. Para la continuación septentrional hacia el mar Rojo, véase la figura 29.10. Los rifts Luangwa-Zambeze medio son accidentes más antiguos, actualmente ocupados en su mayor parte por sedimentos Karroo.

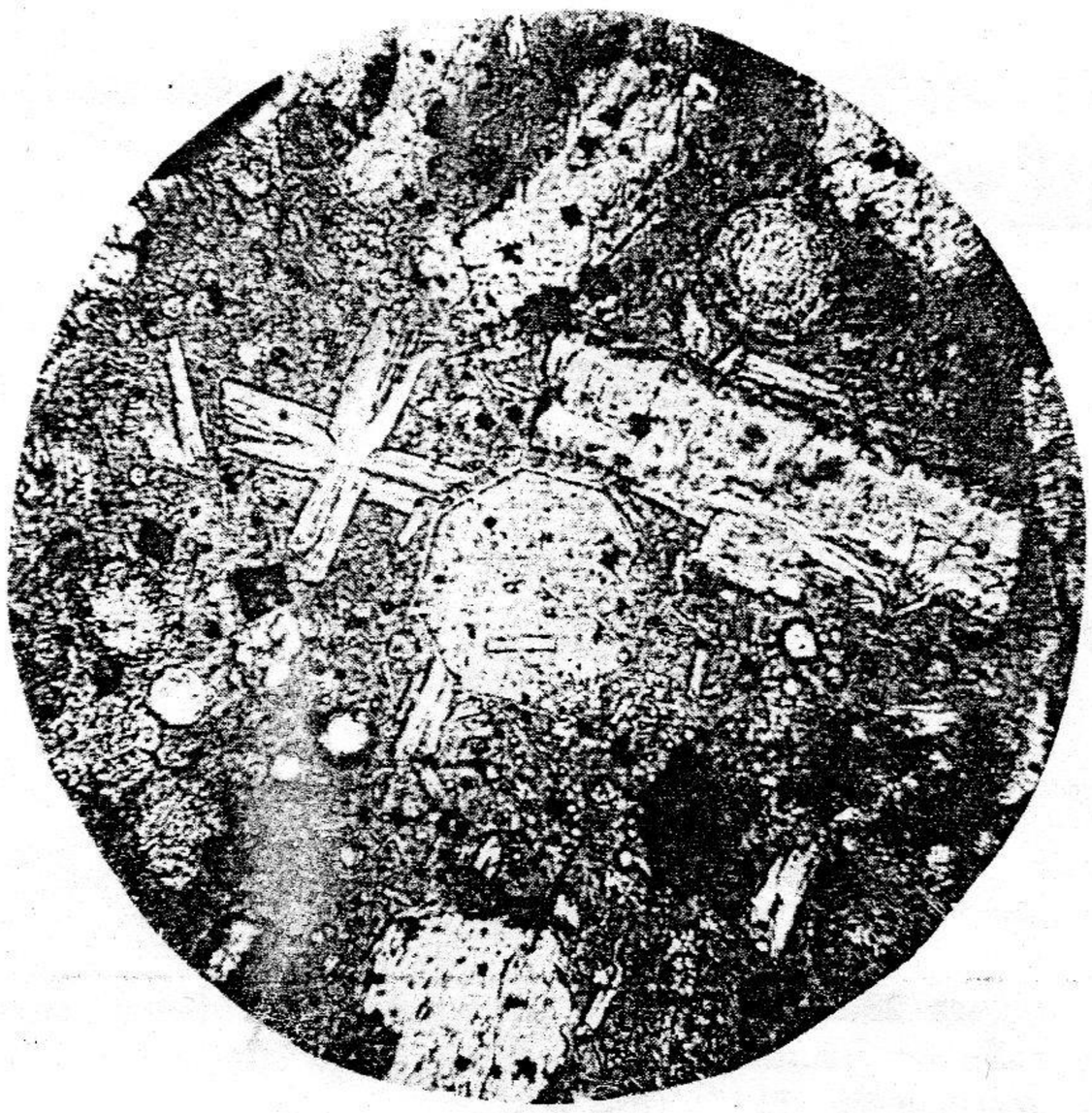


Figura 29.29. Microfotografía de *kalsilita-katungita* que se presenta en forma de lapilli en tobas del campo volcánico de Bunyaruguru, sudoeste de Uganda (véase la fig. 29.13). Entre los minerales visibles hay melilita (de sección rectangular y poligonal); kalsilita (de sección bifurcada y deshilachada y un grano de macla en cruz); olivino (forma irregular, cerca del extremo superior del campo), y granos negros ricos en titanio; todo ello dentro de una matriz de vidrio amarillo verdoso. × 140 (*Arthur Holmes,* 1945).

te de la meteorización y escorrentía normales de las aguas superficiales hacia las depresiones principales. Los lagos son salmueras naturales que se evaporan, en las cuales se concentran las sales volcánicas solubles.

Las rocas volcánicas del *Rift occidental* (figura 29.28) se diferencian completamente de las del Rift Gregory en su riqueza en potasa. Las lavas y piroclastos de Fort Portal varían entre carbonatitas de muy poca sílice y bajo contenido en álcalis a lavas y lapillis ultrabásicos ricos en potasa compuestos de minerales tales como leucita, nefelina rica en potasa, kalsilita SiO_4AlK), piroxeno, olivino y melilita. Todos los campos volcánicos que rodean el Ruwenzori están caracterizados por bombas y lapilli silicatados de este tipo (fig. 29.29). Las coladas de lava son raras, excepto en el volcán aislado de Katunga, al sur, y en el grupo de volcanes de Fort Portal, al norte, donde se han identificado lavas carbonatadas que posiblemente no tienen más de mil años de antigüedad. En algunos de los cráteres anulares de la región de Katwe se han encontrado lenguas intrusivas y bloques arrojados de carbonatitas.

Todavía hay que añadir que no se sabe nada respecto al origen de las carbonatitas tan curiosamente implicadas en levantamientos, valles de fractura y rocas alcalinas. Aparentemente las carbonatitas son típicamente más abundantes en África que en cualquier otra parte, y además parecen haberse formado en mucho mayor número durante los últimos 200 millones de años que en cualquier época anterior. De las antiguas sólo se han encontrado unas pocas intrusiones carbonatíticas precámbricas (las de los complejos alcalinos de Bushveld, pág. 188). Es muy posible que la mayor parte de los ejemplos precámbricos hayan sido sometidos a tal transformación durante los movimientos orogénicos que ahora sean irreconocibles y no sea posible diferenciarlas de las bandas de mármol. Pero es realmente notable que después de la formación de diques, mantos interestratificados y coladas de magma basáltico, que marcó el final del régimen Karroo en África (o sea, a principios del Jurásico), empezara otra intrusión de carbonatitas y sus productos a tan gran escala que muy pronto éstos superaron en mucho el número de los ejemplos pre-Karroo que hasta ahora se han descubierto. Las chimeneas diamantíferas de fines del Cretácico parecen haberse formado de modo muy parecido a como se formaron las chimeneas volcánicas que circundan el Ruwenzori. Posiblemente el agua fue uno de los agentes fluidizantes más abundantes en la producción de kimberlita (pág. 199), pero la cooperación de la actividad carbonatítica queda plenamente atestiguada por la presencia de diques carbonatíticos y por la asociación de calcita con los minerales hidratados serpentina y clorita. Luego, a intervalos durante el Terciario, aparecieron intrusiones carbonatíticas en mayor número que antes, acompañadas y seguidas por erupciones carbonatíticas, como las que todavía siguen produciéndose actualmente. E, intermitentemente, durante este largo período —desde la época de los basaltos del Karroo— se han estado produciendo los grandes levantamientos de las mesetas de África. Una secuencia similar de sucesos se produjo en Siberia central.

Valles de fractura del Baikal, Siberia. Aparte

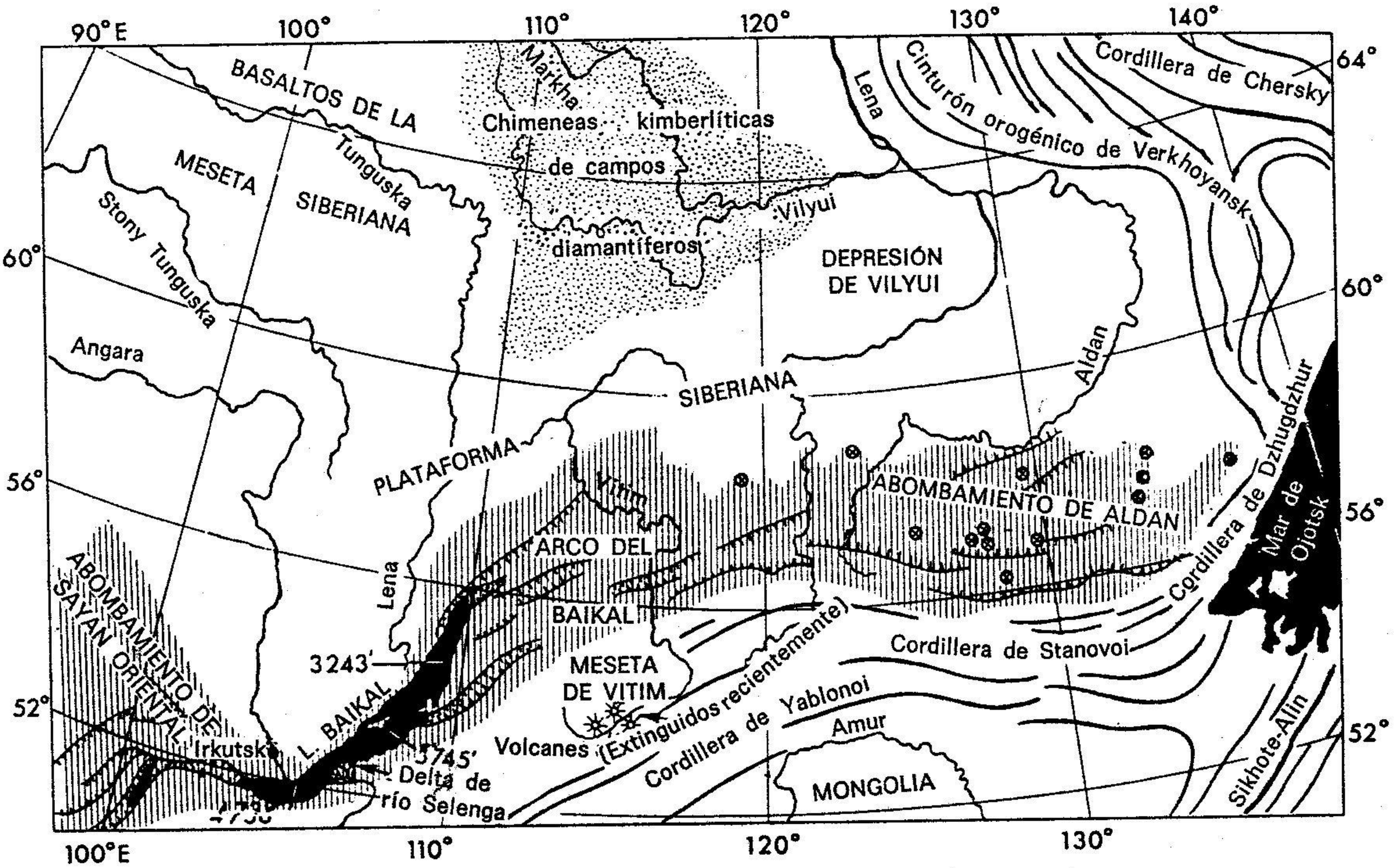
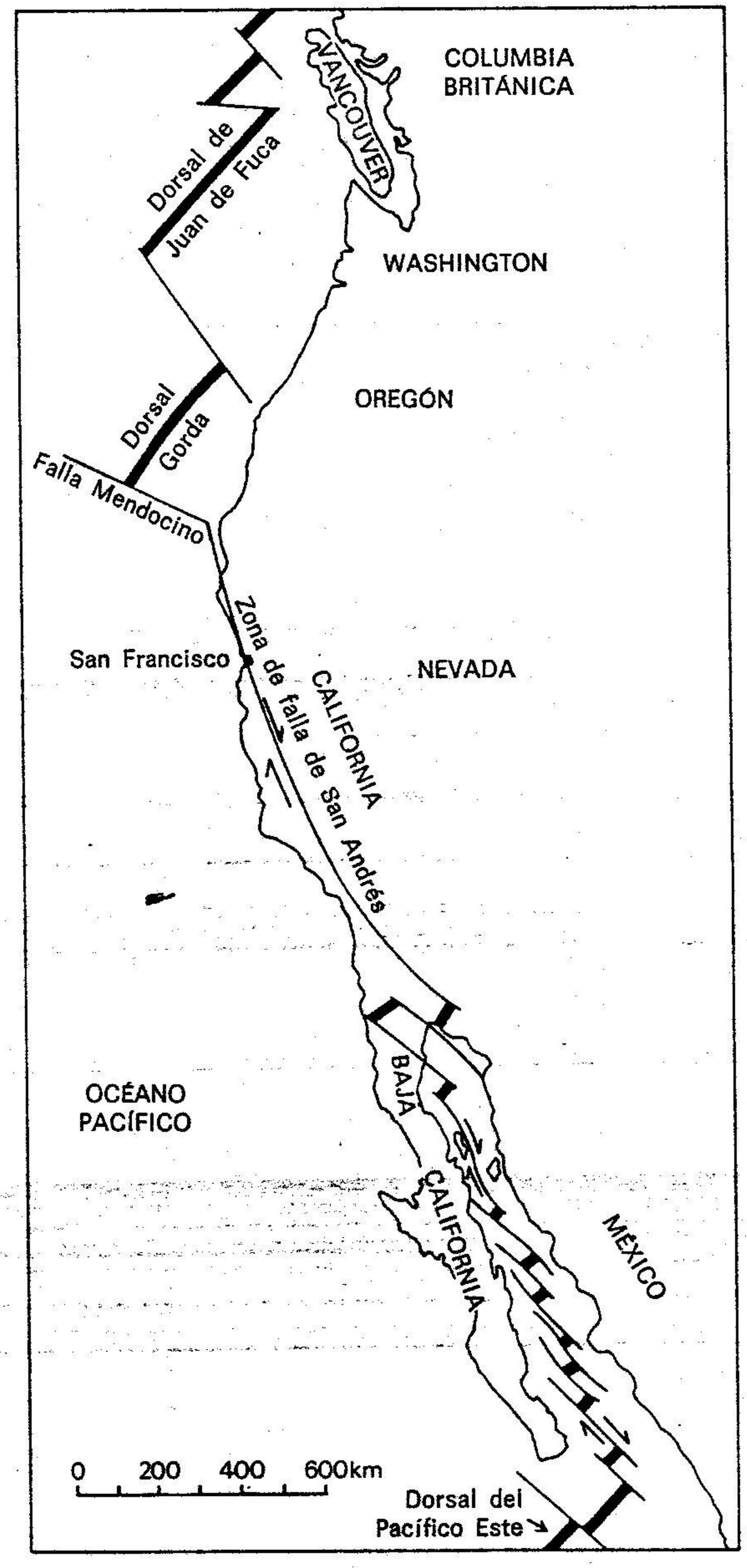


Figura 29.30. Mapa del sistema de fracturas y del arco del Baikal y su prolongación (trama vertical), mostrando su relación con los pliegues caledonianos, al sur, y con la plataforma de Siberia, al norte, con sus campos diamantíferos (punteado) y las grandes extensiones de basaltos de meseta. Las cifras adyacentes al lago Baikal indican la máxima profundidad del agua, en m, de las tres depresiones ocupadas por el lago.

la incorporación de los elementos estructurales caledonianos, el abombamiento de Sayan, el arco del Baikal y el abombamiento de Aldan tienen geológicamente mucho en común con las mesetas fracturadas esteafricanas (fig. 29.30). La similitud se subraya por el sistema de valles de fractura, cuyas partes más profundas están ocupadas por el lago Baikal, y por la existencia en el abombamiento de Aldan de un buen número de complejos de rocas alcalinas, algunas de las cuales contienen núcleos de carbonatitas. En la franja de valles de fractura y más allá de ella, tanto al norte como al sur, hay también coladas basálticas pleistocénicas y recientes. Cerca de la cabecera del río Vitim se han descubierto tres volcanes recientemente extinguidos, dos de los cuales han sido bautizados con los nombres de los eminentes geólogos rusos Mushketov y Obruchev. Pero mucho más significativo fue el descubrimiento en 1954-55 de dos grupos de chimeneas kimberlíticas que tuvo lugar al perforarse la plataforma siberiana entre los ríos Lena y Tunguska (fig. 29.30). La kimberlita comparte todas las características esenciales de su prototipo africano, incluida la presencia de diamantes y la abundancia de inclusiones, entre las cuales la presencia de eclogitas es especialmente notoria. Hacia el oeste y el noroeste de los campos diamantíferos, vastas extensiones de la plataforma están ocupadas por las «trampas siberianas»: coladas y mantos interestratificados basálticos íntimamente parecidos a sus equivalentes africanos. La única diferencia en la larga lista de semejanzas geológicas estriba en que los sucesos correspondientes empezaron antes en Siberia que en África. En Siberia las «trampas» son principalmente triásicas, aunque localmente empezaron a fines del Carbonífero. En África se concentraron en su mayor parte a principios del Jurásico. De todos modos, en ambas regiones, los últimos desplazamientos verticales se vieron acompañados de lavas basálticas y rocas alcalinas asociadas con carbonatitas.

Un fondo oceánico que tiende a desaparecer: el Pacífico

Durante mucho tiempo se ha considerado el Pacífico como el océano más antiguo, un vestigio del *Panthalassa,* el océano contemporáneo del *Pangea,* pero ahora parece que ya está en decadencia. Por analogía con la dorsal mesoatlántica se puede suponer que la dorsal mesopacífica en su tiempo se extendió a todo lo largo de la zona media del Pacífico. Actualmente su posición es asimétrica con respecto a sus orillas y su extremo nordeste desaparece en la costa norteamericana o debajo de ella (fig. 29.31). Ahora, la dorsal mesopacífica se extiende hacia el golfo de California y termina en su cabecera en forma de dorsal oceánica, apareciendo sólo otra vez en forma de accidente oceánico en las dorsales Gorda y Juan de Fuca (fig. 29.31).



Las exploraciones magnéticas y de reflexión sísmica en el *golfo de California* han revelado la presencia de la dorsal Pacífico Este. Las «bandas» magnéticas en su fondo indican que se ha estado ensanchando durante los últimos 4 millones de años por movimientos a lo largo de fallas transformantes (fig. 29.31). Así, la península de Baja California ha estado separándose progresivamente de tierra firme. Ha habido diferencias de opinión respecto a lo que haya podido ocurrir con la dorsal Pacífico Este en la cabecera del golfo de California. La idea que ahora sostienen muchos geofísicos es la de que está desplazada hacia el noroeste por el sistema de fallas de San Andrés hasta la dorsal de Juan de Fuca (fig. 29.31). La fosa oceánica que bordea la costa occidental de Sudamérica y que se prolonga hacia el norte constituyendo la fosa centroamericana se desvanece en las inmediaciones de la salida del golfo de California. La hipótesis corriente es la de que una fosa oceánica, que en principio se situaba entre la dorsal Pacífico Este y California, desapareció cuando fue invadida por la placa americana, siendo reemplazada por la zona de falla de San Andrés.

Al igual que la propia dorsal, la faja sísmica asociada con la dorsal Pacífico Este se puede seguir a todo lo largo del golfo de California. Se prosigue por el continente norteamericano donde se extiende hacia el este, incluyendo la Gran Cuenca (Great Basin) y la meseta de Colorado (figura 25.13). Menard (1960) sugirió que la dorsal

Figura 29.31. Mapa de la prolongación de la dorsal Pacífico Este a lo largo del Golfo de California, donde está cortada por muchas fallas transformantes. En la cabecera del golfo, aparentemente la dorsal está desplazada por la zona de falla de San Andrés y aparece de nuevo como accidente oceánico en las dorsales Gorda y Juan de Fuca.

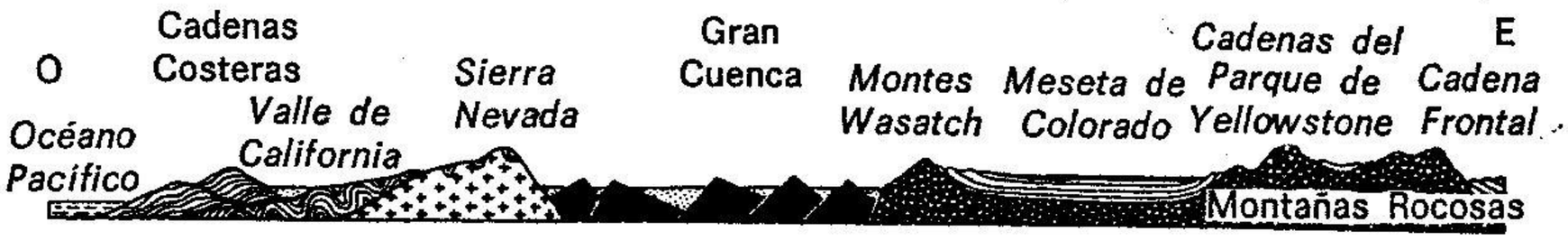


Figura 29.32. Corte esquemático de la Cordillera del oeste de los Estados Unidos de América. Longitud aproximada del corte, unos 3000 km.

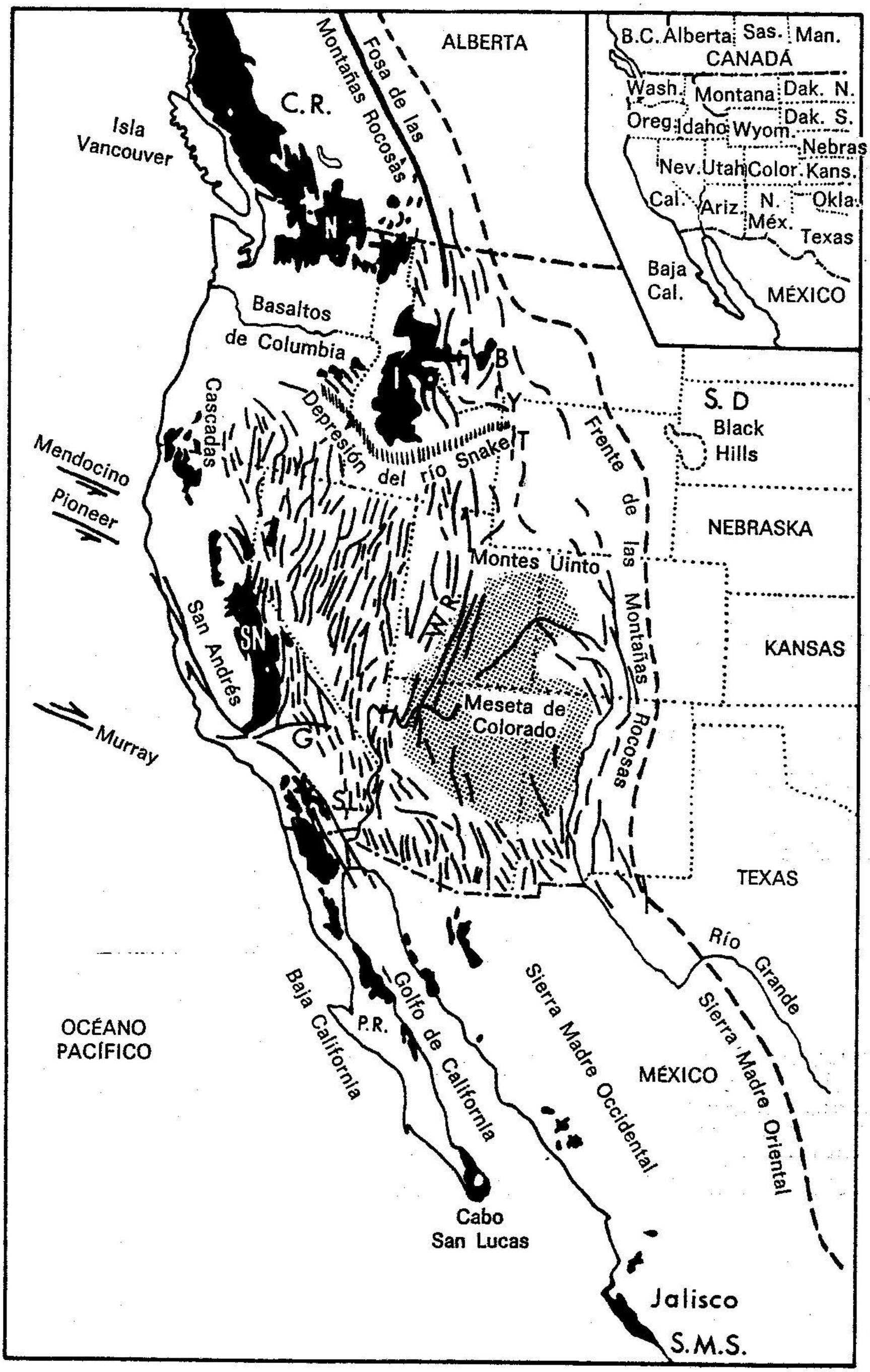


Figura 29.33. Mapa esquemático en el que se representan algunos de los principales accidentes tectónicos de la Cordillera norteamericana. Los principales afloramientos de batolitos graníticos (en negro), de norte a sur, son: la Cadena Costera, CR, (Coast Range), que se extiende hacia el noroeste hasta Alaska, donde gira igual que el núcleo de la Cadena de Alaska (incluida la montaña Mckinley, fig. 30.1); Nelson, N; Boulder, B; Idaho, I; Sierra Nevada, S.N.; Cadenas Peninsulares, P. R.; y parte de Sierra Madre del Sur, S.M.S. Las fallas principales de la provincia de la Cuenca y la Cadena de la Cuenca (Basin and Range province, entre la meseta de Colorado y la Sierra Nevada) se han representado tal como las dibujó J. Gilluly (1963) para los Estados Unidos; por México se continúan fallas similares, pero no están cartografiadas en detalle. Otras localidades indicadas por letras son: G, falla de Garlock; S.L., lago de Salton; T, Sierra de Teton (figura 29.35); W. R., Sierra de Wasatch; Y, Parque de Yellowstone.

Pacífico Este todavía persiste bajo la meseta de Colorado. Otros creen que bajo el continente quedan por lo menos vestigios de la dorsal en forma de plumas que ascienden desde el manto, lo que explicaría el alto flujo de calor de la zona.

La *Gran Cordillera* de Norteamérica incluye todas las sierras y mesetas situadas al oeste de las Grandes Llanuras, así como las tierras bajas costeras de México. En Estados Unidos el término Cordillera implica un amplio conjunto de cadenas montañosas pertenecientes a cinturones orogénicos de edades diferentes, junto con las mesetas y cuencas intramontañosas asociadas a ellas. La Cordillera de Norteamérica (figs. 29.32, 29.33) está compuesta por las *Cadenas Costeras* al oeste, las *Montañas Rocosas* al este y la *Gran Cuenca* intermedia, caracterizada por bloques elevados, llamados *Cadenas de la Cuenca,* que suben a alturas de más de 3000 m (fig. 29.34). Generalizando, las cadenas de la Cuenca tienen una dirección norte-sur, aunque algunas están orientadas al noroeste, mientras que al norte, en Oregón, giran y se disponen este-oeste. Gilluly ha comparado la disposición de las Cadenas de la Cuenca, que bordean la meseta de Colorado (fig. 29.33), con la bifurcación del valle de fractura esteafricano en los Rifts occidental y oriental, que bordean la meseta elevada de Victoria (fig. 29.28).

A fines del Cretácico, la meseta de Colorado se encontraba casi a nivel del mar (fig. 19.31). Desde entonces, el levantamiento promedio ha sido de unos 2500 m al sur, y de unos 1800 m al norte, y como la meseta es casi tan extensa como las islas Británicas, la flexión regional es muy suave. El levantamiento se produjo esencialmente en dos pulsaciones, una a fines del Mioceno o en el Plioceno y la otra, mucho más tarde, haciendo posible la profunda incisión del Gran Cañón.

Las Cadenas de la Cuenca, que suben a alturas de 2000 m o más, son bloques basculados, de unos 30 a 40 km de anchura, con abruptos escarpes a un lado y suaves pendientes al otro (figura 29.34). Las cadenas de los bordes, Sierra Nevada y Wasatch Range, son bloques basculados gigantescos del mismo tipo, con sus altos escarpes de falla mirando hacia dentro en ambos casos. Los escarpes más antiguos están considerablemente erosionados y presentan barrancos y espolones, y los taludes inferiores suelen estar festoneados con canchales y abanicos de derrubios (fig. 22.29). Tanto éstos como los espolones están truncados por facetas triangulares dispuestas a lo largo de los taludes inferiores de alguna de las cadenas, lo que demuestra que los últimos movimientos de las fallas han sido muy recientes (fig. 29.35). Pero, en general, los escarpes en lugar de estar revestidos por canchales y abanicos se elevan directamente desde pedimentos.

Lo que vale la pena subrayar acerca de la provincia de la Cuenca y las Cadenas es el hecho de que las fallas son normales, lo que indica extensión. Eeardley estima que, para la Gran Cuenca comprendida entre la Wasatch Range y la Sierra Nevada, las fallas implican una extensión de 50 km correspondiente a los últimos 15 millones de años.

Gilluly (1972), aunque escéptico respecto a la presencia, o antigua presencia, de la dorsal Pacífico Este bajo el continente, sugiere que si estuviera ahí, debería explicar la extensión de la corteza, evidencias de la cual son las innumerables fallas normales, el alto flujo de calor y la erupción de las coladas de cenizas, durante el Oligoceno y posteriormente, en las partes sur y este de la provincia. Otro problema presentado por esta provincia es la delgadez de su corteza, menor que el

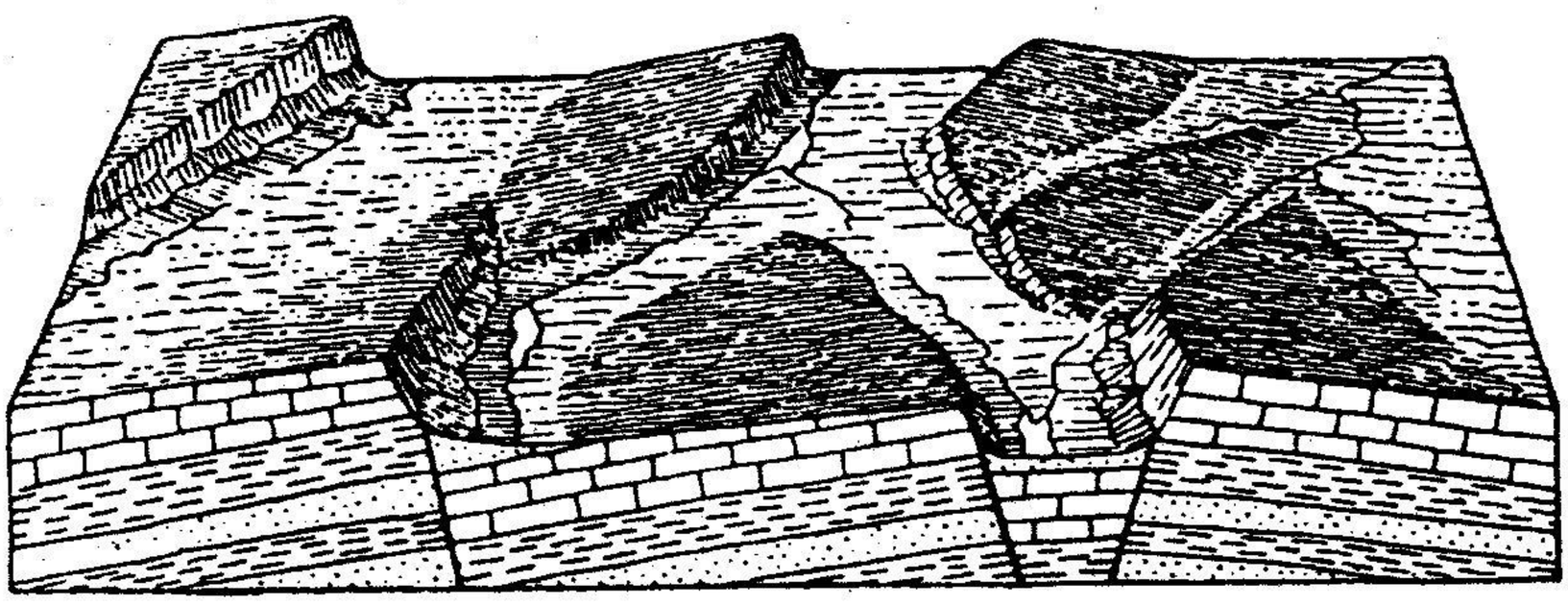


Figura 29.34. Diagrama que representa la estructura en bloques fallados de las sierras de la Gran Cuenca, Utah *(Según W. M. Davis).*

espesor promedio de 30 km de los estados occidentales. Por otra parte, la corteza de la meseta de Colorado tiene un espesor de casi 45 km, mayor que el promedio. Gilluly ha sugerido (1972) que, si la dorsal Pacífico Este se encuentra bajo la provincia de la Cuenca y Cadenas de la Cuenca, entonces desde aquí debe haber sido arrastrado material cortical hacia el este, que se habría añadido a la corteza situada bajo la meseta de Colorado, y también hacia el oeste, para formar las raíces de Sierra Nevada. No obstante, llega a la conclusión de que la tasa de extensión en esta provincia ha sido de 50 km en promedio, y de 90 km como máximo, en los 35 millones de años transcurridos desde que se inició el desarrollo de fallas, mientras que si la tasa de expansión hubiera sido igual a la de la dorsal oceánica la extensión debería haber sido de unos 1300 km.

Volcanismo y tectónica de placas

Se conocen casi 800 volcanes activos o que han hecho erupción en tiempos históricos (fig. 29.36). Además de éstos, muchos miles de conos extinguidos y cráteres están tan perfectamente conservados que se deben tomar igualmente en cuenta al considerar la distribución del volcanismo reciente. Estos volcanes son de tres tipos distintos, tanto en su distribución como en la composición de las rocas volcánicas que arrojan. Su distribución se relaciona con los bordes de placa y están:

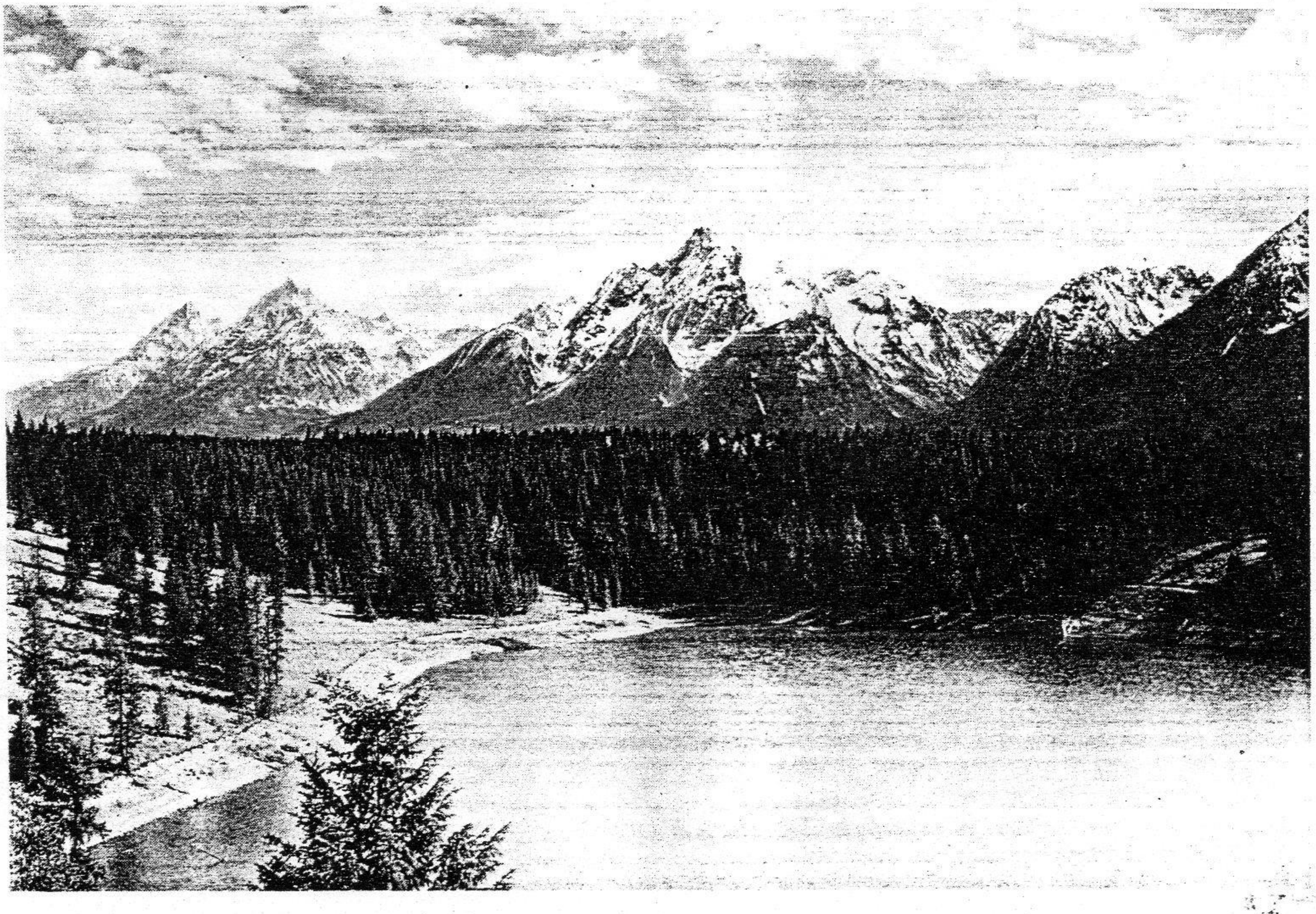
a) situados en dorsales mesoceánicas, o cerca de ellas, o han emigrado a partir de ellas, o

b) asociados con los sistemas orogénicos alpino y circumpacífico del último ciclo orogénico, o

c) asociados con valles de fractura continentales.

Tampoco se debe esconder el hecho de que hay volcanes que parecen no ajustarse a los actuales bordes de placa. El distrito de Auvergne, en Francia, y el Eifel, en Alemania, son ejemplos conocidos de regiones volcánicas, ahora extinguidas, que eran activas hace sólo unos cuantos miles de años.

Figura 29.35. Escarpe de falla erosionado de la sierra de Teton, Wyoming, al sur del parque de Yellowstone. El pico más alto, de 4190 m, es el Gran Teton. Las rocas precámbricas de la sierra están separadas de la depresión de Jackson Hole, ocupada por sedimentos paleozoicos y posteriores, por una falla normal que buza hacia el este *(Servicio de Parques Nacionales de los Estados Unidos de América).*



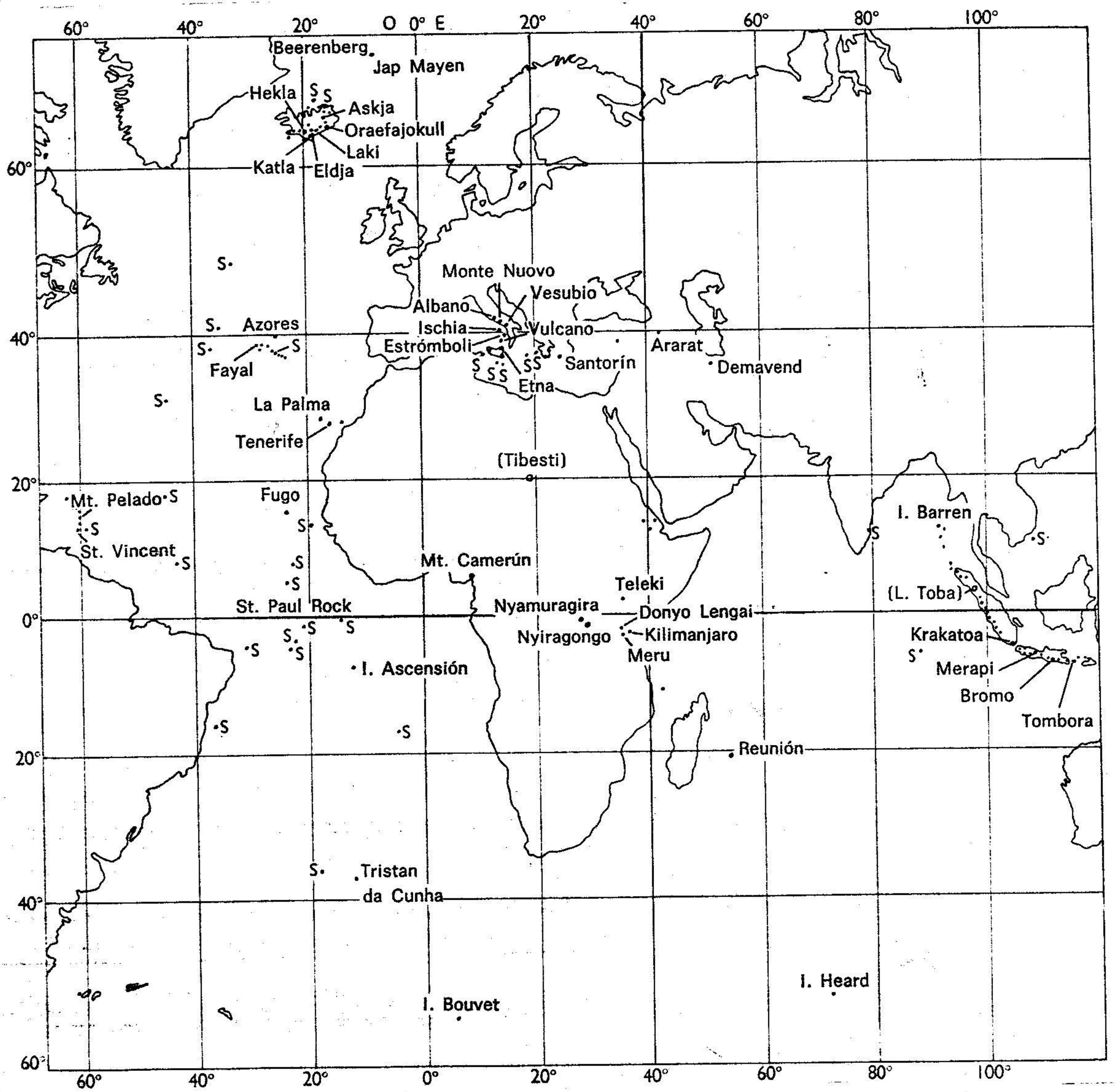
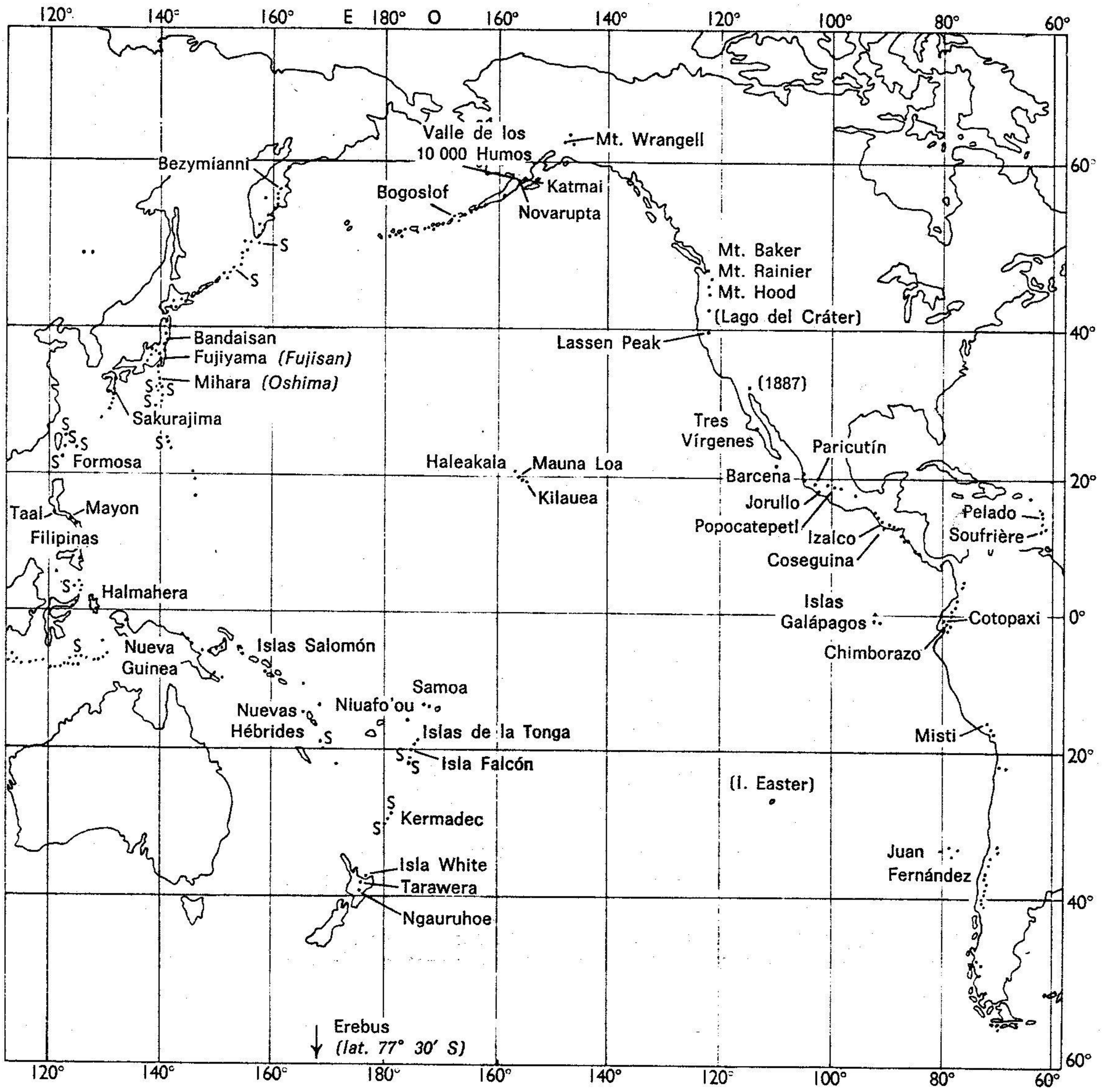


Figura 29.36. Distribución de los volcanes activos del mundo (S = erupciones submarinas).

Orla circumpacífica		Ecuador	2	Islas Solomón	3	Islas Kuriles	39
Alaska	15	Antillas merid.	2	Nueva Bretaña	10	Hokkaido y	
Oeste de los EE.UU.	3	Norte de Chile	6	Nueva Guinea	9	Honshu N. (Japón)	28
México	12	Chile central	14	Halmahera	6	Kamchatka	25
Antillas Menores	8	Sur de Chile	6	Islas Sulawesi		Islas Aleutianas	18
Guatemala	7	Antártida	7	(Célebes)	6	*Arco Indonesio*	
El Salvador	7	Nueva Zelanda	5	Islas Sanighe	6	Mar de Banda	5
Nicaragua	11	Islas Kermadec	3	Filipinas	12	Islas Sunda Menores	
Costa Rica	6	Islas de la Tonga	9	Sur del Japón-		(Bali-Flores-Wetar)	25
Santa Cruz	1	Islas Samoa	4	Ryukyu-Formosa	16	Java	17
(Is. Galápagos	1	Islas Lealtad	1	Zona de Fuji-		Krakatoa	1
Colombia	6	Nuevas Hébridas	7	Oshima-Bonin	20	Sumatra	11
						Islas Barren	1



Otros no mucho más antiguos son los de la cuenca húngara, bordeada por los Cárpatos, y los de las costas mediterráneas española y argelina. Muchos grupos esporádicos han hecho irrupción a través de la corteza a distancias considerables de las cordilleras de la faja orogénica alpina. Más al este, se han detectado conos activos en los bordes de la depresión de Tarim situada al norte del Tibet, en Mongolia y Manchuria, y al nordeste de las montañas de Verkhoyansk, que atraviesan Siberia desde el océano Ártico hasta el mar de Okhotsk. El Tibet, la más elevada de las mesetas del mundo, parece estar libre de volcanes, aunque posee varias regiones de manantiales termales, en algunos de los cuales el agua es muy caliente.

Las lavas del tipo *a*) son toleítas, o sea, basaltos pobres en potasa, que se consideran derivados del manto por fusión diferencial. En conjunto, las lavas y piroclastos del tipo *b*) son ricos en sílice. Aquí los basaltos están asociados a abundantes andesitas, dacitas y riolitas. Las lavas y tobas del tipo *c*), asociadas con valles de fractura

continentales, son típicamente muy ricas en álcalis. A veces se las designa como basaltos ricos en álcalis, pero se diferencian fundamentalmente de los basaltos a los que comúnmente se aplica este término, tanto en su composición química como en su mineralogía (págs. 730-31). Holmes y Harwood (1937) hace tiempo que registraron la evidencia de que las rocas ricas en potasa del Rift occidental están formadas por transfusión de rocas preexistentes tales como la peridotita augítica. La transfusión implica la introducción de algunos constituyentes y la eliminación de otros, proceso que a veces culmina con la fusión. Un ejemplo simple de transfusión descrito por Holmes (1936) es la transfusión de cuarzo a vidrio parecido a obsidiana en las lavas de Uganda. Dicho en forma breve, inclusiones de vetas de cuarzo contienen redes de vetas de vidrio incoloro. Hecht de Viena analizó microquímicamente tres muestras del vidrio separadas del cuarzo. Los resultados demostraron que se trataba de obsidiana, con un contenido en sílice variable entre 74,51 y 79,99 por ciento y un contenido en potasa de entre 6,16 y 5,53 por ciento respectivamente. El vidrio no es ni sílice fundida sola ni una solución de sílice en el material de la lava que lo engloba. En el cuarzo (SiO_2) se han introducido materiales, principalmente alúmina, potasa y agua, aunque pueden no haber migrado como óxidos. Además, se han introducido en proporciones completamente diferentes de aquellas en las cuales podrían haber estado presentes en la lava que los contiene.

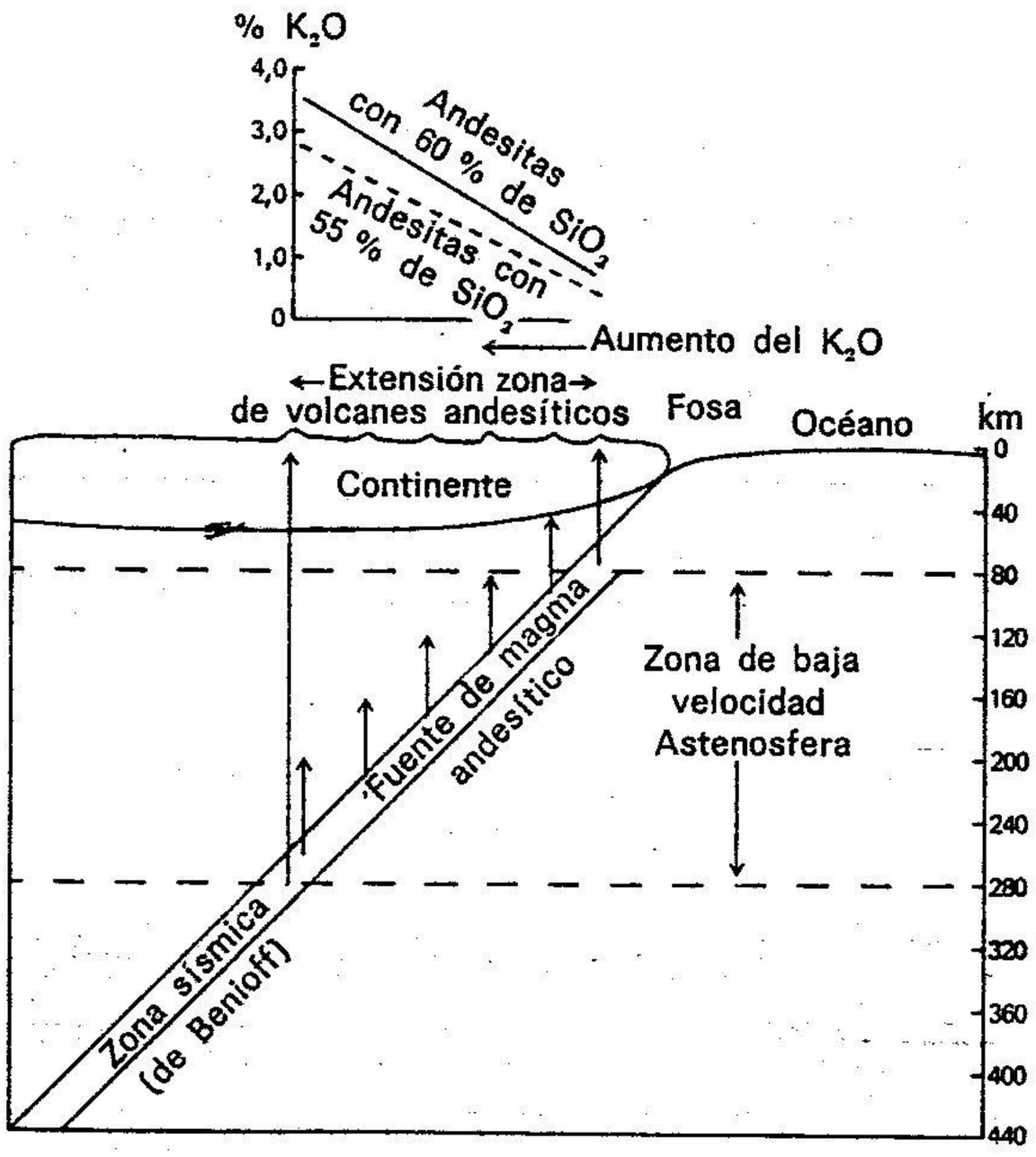


Figura 29.37. Representación esquemática de la litosfera oceánica que se hunde en una zona de subducción y de una posible fuente de magma andesítico. El gráfico de arriba ilustra el aumento de potasa en las andesitas al aumentar la distancia horizontal a la fosa y la distancia vertical a la zona de Benioff (*Adaptado de T. Hatherton y W. R. Dickinson,* 1969).

El límite entre los basaltos de la corteza oceánica e islas, y las rocas volcánicas andesita-dacita-riolita del cinturón circumpacífico se llama la *línea andesítica* (véase la fig. 26.10) y esencialmente resulta que es el límite entre la corteza continental con sial y la corteza oceánica sin sial y que sigue las fosas oceánicas. Las únicas excepciones a esta generalización se deben a la existencia de unos cuantos jirones y manchones de sial abandonados en el fondo del Pacífico, como la isla Macquarie y posiblemente la isla de Pascua, y a la presencia de algo de corteza oceánica en el lado continental de las fosas. Como lo plantea Lester King, la línea de andesita alrededor del Pacífico y su prolongación alrededor del arco indonesio es «uno de los límites fundamentales de la tierra». Ha resultado ser la línea en la cual la litosfera oceánica sufre subducción a lo largo de las zonas de Benioff.

Antes de que apareciera la tectónica de placas parecía estar bien establecido que la mayoría de andesitas y dacitas del cinturón circumpacífico eran híbridos, resultado de la mezcla y reacción entre magma basáltico y corteza siálica. Actualmente este cortejo calcoalcalino se explica en términos de subducción de litosfera. Kuno mostró, por ejemplo, que hay un cambio químico desde la abundancia de toleítas en el lado oriental de las islas del Japón, pasando por los basaltos ricos en alúmina, hasta los basaltos más ricos en álcali del mar del Japón, al oeste. O sea, los basaltos resultan más ricos en álcalis, en especial en potasa, a medida que aumenta su distancia respecto a la zona de Benioff. Desde entonces, otros han confirmado esta observación relacionada con las zonas de Benioff (fig. 29.37).

Los petrólogos experimentales suelen considerar que la sucesión andesita-dacita-riolita resulta

de la fusión parcial o bien de pirolita (roca piroxeno-olivínica) en el manto que se encuentra por encima de una zona de Benioff, o bien toleíta de la propia litosfera descendente o de algún derivado de esta fuente, tal como la anfibolita o la eclogita. Ringwood (1974) ha revisado la situación actual a la luz de investigaciones experimentales. Considera que el agua, procedente de la deshidratación de anfibolita formada a partir de toleíta oceánica en zonas de subducción, sube al manto que está encima y produce una disminución de la viscosidad. Sugiere que, a consecuencia de ello, fluye pirolita hacia arriba desde un lugar adyacente a la corteza oceánica (anfibolita) que se sumerge. Considera que la fusión parcial de la pirolita ascendente, en presencia de una elevada presión de vapor de agua, origina magma toleítico hidratado. En un estadio posterior, la fusión parcial de la anfibolita que se hunde —y, a un nivel más profundo, de la eclogita cuarcítica (ambos son formas de alta presión de la toleíta)— da lugar a la evolución de la secuencia andesita-dacita-riolita.

Ringwood subraya que los materiales residuales que quedan después de la fusión diferencial de litosfera subducida nunca pueden volver a constituir una fuente de magma basáltico. Llega a la conclusión de que si la tasa actual de expansión del fondo oceánico se ha mantenido durante los últimos 3,5 millones de años, entonces entre el 30 y el 60 por ciento del manto ya ha perdido todos los materiales constitutivos de la andesita-riolita y nunca podrá volver a ser fuente de un basalto como el que sale en las dorsales mesoceánicas y constituye nuevo fondo oceánico. Por todo ello parece que, si la secuencia andesita-dacita-riolita tiene el origen que él propone, entonces la tierra se está convirtiendo en inerte lentamente.

Gilluly tiene ideas muy distintas. Sugiere que el cortejo andesita-dacita-riolita procede de la fusión parcial de toleíta oceánica (o de anfibolita o de eclogita) mezclada con sedimento del fondo oceánico tal como arenisca, sílex y barro de radiolarios. Gilluly argumenta que, si es correcta la hipótesis de que la placa americana está cabalgando sobre placas oceánicas en su lado oeste, entonces, como en el fondo oceánico no quedan sedimentos prejurásicos, la placa americana debe haber cabalgado 1500 km de corteza oceánica. Además, si la dorsal mesoceánica realmente está migrando hacia el oeste (pág. 721), entonces la parte cabalgada de la corteza oceánica debe aumentarse hasta 3000 km. Como la corteza oceánica tiene un espesor de unos 5 ó 6 km de toleíta y de aproximadamente 1 km de sedimento, Gilluly calcula que bajo el lado occidental de la placa americana ya han desaparecido entre 7500 y 15 000 km^3 de toleíta y entre 1500 y 3000 km^3 de sedimento por cada kilómetro de borde de placa. Gilluly llega a la conclusión de que la fusión de toleíta —o de sus derivados de alta presión, anfibolita o eclogita— en la litosfera que se hunde, junto con un poco del sedimento que la recubre, puede muy bien constituir la fuente del gran volumen de andesitas y de rocas más ácidas del cinturón circumpacífico.

Gilluly considera las siguientes críticas que pueden hacerse a su hipótesis, pero sostiene con firmeza el punto de vista de que el sedimento y el basalto que faltan se deben considerar cuando se discute la generación de magma. De entrada, suele afirmarse que el sedimento es demasiado liviano para hundirse en zonas de subducción y que, en lugar de bajar, el sedimento superficial de la placa que se hunde se queda emplastado en la pared del lado continental de las fosas. Pero, por ahora, esto no pasa de ser una hipótesis. Otro argumento que puede esgrimirse en contra de la sugerencia de Gilluly se basa en la proporción Sr^{87}/Sr^{86} de las rocas implicadas. El tema lo han revisado Faure y Powell (1972). El valor medio de la razón Sr^{87}/Sr^{86} del cortejo andesítico de las Marianas, Nueva Bretaña y Centroamérica es de $0{,}7037 \pm 0{,}0003$, idéntico al valor medio de los basaltos de islas oceánicas, mientras que el valor para la corteza oceánica parece ser más bajo. Por otra parte, el valor medio de la razón Sr^{87}/Sr^{86} en las andesitas de Nueva Zelanda es de aproximadamente 0,7055, valor suficientemente elevado como para que represente algún grado de contaminación de la toleíta por sedimento.

Además de separar regiones de diferencias estructurales y petrológicas profundas, la línea andesítica marca el contorno de otro contraste muy significativo. El volumen de piroclastos, incluidas las ignimbritas, arrojado de los volcanes andesita-dacita-riolíticos del arco de islas o del lado continental de la línea andesítica es inmensamente

mayor que el volumen de coladas de lava, mientras que en el lado oceánico la proporción de piroclastos es pequeña. Al porcentaje de material fragmentario respecto al total de material arrojado Rittmann lo llama «índice de explosión» y lo representa por *E*. Para los volcanes circumpacíficos *E* suele ser entre 80 y 95, llegando a 99 en América central, máximo que es compartido por los volcanes indonesios. Por el contrario, *E* casi nunca pasa de 3 en los volcanes de islas oceánicas del Pacífico. Es evidente que los volcanes del lado continental de la línea andesítica cuentan con vastas cantidades de gases a alta presión procedentes de una fuente con la que —a excepción del agua subterránea superficial— no pueden contar los volcanes oceánicos. Como los gases son principalmente, H_2O, ésta es una situación paradójica que exige una atención especial.

El agua marina y la actividad volcánica

En los albores de la geología, cuando la mayor parte del interior de los continentes aún estaba por explorar, no parecía raro suponer que todos los volcanes se encontraban cerca del mar. Esta regla aparente sugirió la idea de que el agua marina se filtraba hacia zonas profundas calientes y producía erupciones al convertirse en vapor. Pero, más tarde, el descubrimiento de las grandes extensiones de basaltos de meseta jurásicos y terciarios hizo ver que regiones continentales, muy alejadas de los mares y océanos de la época, habían sufrido inundaciones de lava de una escala descomunal. La «regla» se acabó de romper cuando se encontraron volcanes activos en África central y Mongolia. Como pretendida generalización global, la antigua idea se tuvo que abandonar. Pero su aplicación a las erupciones altamente explosivas de los volcanes circumpacíficos se ha vuelto a revisar. Estos volcanes, situados en el lado continental de fosas sobre litosfera oceánica móvil que se hunde, se encuentran sobre zonas de Benioff. Si Gilluly está en lo cierto al creer que los sedimentos del fondo oceánico se hunden, entonces estos sedimentos transportarían agua oceánica contenida en sus espacios intersticiales. Sería de esperar que, a medida que la litosfera oceánica avanza bajo los continentes, la capa superior de sedimentos no consolidados saturados de agua marina se comprimiera, y el agua salada se escurriera, o sea, volviera al océano. Pero hay un límite para este proceso. La arena suelta de porosidad 35 por ciento se puede compactar al ir quedando enterrada hasta que su porosidad se reduce a aproximadamente el 25 por ciento, valor que se adquiere cuando la presión corresponde a una carga de unos 2 km de agua y unos 12 km de sedimento. Si se sigue aumentando la presión, la porosidad se mantiene más o menos igual y apenas cambia hasta que interviene el metamorfismo. En el caso de sedimentos arcillosos, la reducción de porosidad puede ser considerablemente mayor si los materiales están secos, pero no si están saturados de agua que no puede escapar fácilmente.

En general se ha considerado que, aparte de la consabida contaminación por aire y agua superficiales, las emanaciones volcánicas son principalmente de origen juvenil. Probablemente, entre sus constituyentes más abundantes, algunos de ellos son nitrógeno, monóxido de carbono y anhídrido carbónico. A juzgar por su contenido en agua «pesada» (agua de deuterio, D_2O), muestras de agua procedentes de fuentes volcánicas tienen el sello de las aguas congénitas de gran profundidad. Al filtrarse por poros finos, el D_2O no los atraviesa tan fácilmente como el H_2O. De este modo, el agua superficial que ha ido a parar a grandes profundidades resulta empobrecida en D en relación al H, o sea, la razón isotópica D/H se reduce sensiblemente. Análogamente, el vapor de agua evaporado desde la superficie del mar se enriquece en H_2O «ligera» a expensas de la D_2O «pesada», o sea, la razón D/H es menor para el agua de lluvia y ríos que para el agua marina. Los siguientes valores son representativos.

Razones isotópicas de D/H en diversos tipos de aguas naturales

Agua oceánica	0,0155
Agua de lluvia, Bermudas	0,0138
Agua de río, Mississippi	0,0146
Agua de manantial, cerca de Paricutín, México	0,0144
Agua de fumarola, volcán Paricutín	0,0147

Sería de esperar que la razón D/H para el agua juvenil fuera aproximadamente la misma que para el agua oceánica, o quizás algo más elevada. Todos

los condensados volcánicos analizados tienen valores marcadamente inferiores que el de la muestra del Paricutín. Este resultado inesperado despertó un nuevo interés por las hipótesis casi olvidadas propuestas en 1903 por Svante Arrhenius (1859-1927). El mecanismo sugerido por este estimulante científico sueco fue diseñado para mostrar cómo el agua podía embeberse en rocas calentadas y formar parte de una solución de silicatos o de una masa fundida o solución hidratada, a pesar de estar sometida a una presión que se suponía debía expulsarla. El principio implicado es el de que si una solución contiene menos agua de la que puede disolver bajo condiciones dadas de temperatura y presión, absorberá agua hasta que esté saturada. A veces puede verse un efecto de ello cuando lavas básicas muy móviles fluyen desde un acantilado al mar (como en el Mauna Loa) o a un lago (como en el caso del Nyamuragira al lago Kivu), sin que se produzcan las supuestas nubes de vapor oscurecedoras. Aquí se trata del mismo fenómeno pero a la inversa, o sea, de agua que va empapando o que se hunde a profundidades en las que se está formando lava.

Arrhenius sugirió que, con el aumento de temperatura, una proporción cada vez mayor del agua contenida en los sedimentos enterrados se disociaría en sus iones H^+ y $(OH)^-$, convirtiéndose así en un gran disolvente, capaz de disolver sílice y silicatos y de facilitar reacciones tales como la transformación de minerales arcillosos en feldespatos. En determinadas condiciones, el proceso no iría más allá del metamorfismo y la granitización, pero en otras, las soluciones hidrotermales serían cada vez más concentradas y llegarían a formar una masa fundida o solución silicatada rica en agua.

Si las soluciones o fusiones intersticiales no pudieran escapar del lugar de su formación, tarde o temprano se establecería el equilibrio y cesaría el aumento del contenido en agua. Pero si se desplazaran del lugar donde se formaron, por ejemplo por succión hacia fisuras de baja presión, el espacio desalojado sería ocupado por aportes nuevos y el proceso proseguiría. Este desplazamiento resulta inevitable en el caso de que la roca englobante esté fracturada, y los terremotos intermedios y profundos atestiguan la existencia de fracturas. En el momento de la fracturación, la presión entre las paredes de la grieta recién formada súbitamente se hace insignificante, lo cual proporciona una vía de escape a modo de tubo de vacío para todo el material intersticial móvil presente en los alrededores. Por lo menos algunas de las grietas se dirigen hacia arriba y constituyen las «raíces» de las chimeneas de alimentación de los volcanes. Invocando la analogía con los glaciares y sus grietas marginales (fig. 9.4), en ellos encontramos parte de la explicación al hecho de que los volcanes activos de los cinturones circumpacífico e indonesio aparezcan no en el fondo de las fosas oceánicas sino a distancias considerables en el lado continental.

Entretanto, es posible mostrar que, a pesar de que se sabe poco de los procesos implicados, la mayor parte del agua emitida durante las erupciones volcánicas procede del mar. A. B. Ronov y su equipo han medido la cantidad de CO_2 ahora almacenada en los sedimentos y rocas volcánicas formadas durante los 265 millones de años comprendidos entre principios del Devónico (hace 400 m.a.) y fines del Jurásico (hace 135 m.a.). En esta tarea emplearon muchos años de trabajo y la completaron en 1959. Encontraron *a*) que la cantidad de sedimentos carbonatados aumenta con las transgresiones marinas, y disminuye cuando el mar se retira; y *b*) que el volumen de carbonatos depositados en cada época es proporcional al volumen de rocas volcánicas arrojadas durante el mismo tiempo. Evidentemente, el anhídrido carbónico fijado en sedimentos, así como el retenido por las lavas, lo proporciona la actividad volcánica. Para todo el período de 265 millones de años, la cantidad de anhídrido carbónico así detectado alcanza $9{,}5 \times 10^{15}$ toneladas. En promedio, la proporción de agua en los gases volcánicos es de unas 65 veces la del anhídrido carbónico. Adoptando este cálculo para el intervalo Devónico-Jurásico, el agua liberada de los volcanes ascendería a 6×10^{17} toneladas, correspondiente a una tasa de $0{,}6 \times 10^{24}$ g en 265 millones de años. Éste sería un cálculo mínimo, porque no se ha tomado en cuenta el carbono concentrado en combustibles y dispersado entre los sedimentos, casi todo procedente de anhídrido carbónico reducido por vida vegetal. Pero la masa total de los mares y los océanos es sólo de $1{,}4 \times 10^{24}$ g (pág. 17). Aún cuando las esta-

dísticas del anhídrido carbónico fueran muy erróneas, todavía implicarían que los volcanes pueden haber proporcionado toda el agua de los mares y los océanos durante los últimos centenares de millones de años. Como es imposible suponer que los océanos no existían antes del Paleozoico superior, de ello se deduce que las aguas oceánicas deben haberse reciclado, o sea, han sido utilizadas una y otra vez en el transcurso del tiempo geológico.

A la misma conclusión se llega a partir del cálculo de André Rivière de que la emisión anual promedio de agua y otros volátiles de volcanes, fumarolas y fuentes hidrotermales es de un orden correspondiente a 16 km^3 de agua. Si se asume que el 90 por ciento de ella es realmente agua, o sea, $1{,}4 \times 10^{16}$ g, el volumen total de mares y océanos se obtendría en un tiempo de $1{,}4 \times 10^{24} / 1{,}4 \times 10^{16}$ años, o sea, en 100 millones de años. Evidentemente, sólo una proporción muy pequeña del agua «volcánica» suministrada anualmente puede ser juvenil, y cualquier hipótesis basada en la suposición de que la mayor parte de ella *es* juvenil no puede sostenerse. En un ciclo continuo de circulación el aporte de agua aparentemente añadida suele ser de importancia capital.

Referencias seleccionadas

Allan, T. D., and Morelli, C., 1969, 'The Red Sea', in *The Sea, Ideas and Observations on Progress in the Study of The Seas*, edited by A. E. Maxwell., vol. 4, Pt. II, 1970.

Cox, A., 1973, *Plate Tectonics and Geomagnetic Reversals*, Readings with Introductions by Allan Cox, W. H. Freeman, San Francisco.

Darracott, B. W., Fairhead, J. D., Girdler, R. W., and Hall, S. A., 1973, 'The East African Rift System', in *Implications of Continental Drift to the Earth Sciences*, vol. 2, edited by D. H. Tarling and S. K. Runcorn, Academic Press, London and New York, pp. 757–66.

Drake, C. E., and Girdler, R. W., 1964, 'A geophysical study of the Red Sea', *The Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, vol. 8, pp. 473–95.

Gilluly, J., 1971, 'Plate tectonics and magmatic evolution', *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 82, pp. 2382–96.

Holmes, A., 1928–9, 'Radioactivity and earth movements', *Transactions of the Geological Society of Glasgow*, vol. 18, Pt. 3, pp. 559–606.

— 1936, 'Transfusion of quartz xenoliths in alkali basic and ultrabasic lavas, South-West Uganda', *Mineralogical Magazine*, vol. 24, pp. 408–21.

Holmes, A., and Harwood, H. F., 1937, *The Volcanic Area of Bufumbira'*, Pt. 2, *The Petrology of the Volcanic Field of Bufumbira, South-West Uganda, and of other parts of the Birunga Field*, Geological Survey of Uganda, Memoir No. III.

King, B. C., 1949, *The Napak Area of Southern Karamoja, Uganda: A Study of a Dissected Late Tertiary Volcano*, Geological Survey of Uganda.

King, B. C., Le Bas, M. J., and Sutherland, D. S., 1972, 'The history of the alkaline volcanoes and intrusive complexes of Eastern Uganda and Western Kenya', *Journal of the Geological Society*, vol. 128, pp. 173–205.

Le Pichon, X., 1968, 'Sea-Floor spreading and continental drift', *Journal of Geophysical Research*, vol. 73, pp. 3661–97.

Le Pichon, X., Francheteau, J., and Bonnin, J., 1973, *Plate Tectonics*, Elsevier, Amsterdam.

Logatchev, N. A., Beloussov, V. V., and Milanovsky, E. E., 1972, 'East African rift development', *Tectonophysics*, vol. 15, pp. 71–81.

McKenzie, D. P., and Parker, R. L., 1967, 'The North Pacific: an example of tectonics on a sphere', *Nature*, vol. 216, pp. 1276–80.

Moore, D. G., 1968, 'Transform faulting and growth of the Gulf of California since the Late Pliocene', *Science*, vol. 161, pp. 1238–41.

Morgan, W. J., 1968, 'Rises, trenches, great faults and crustal blocks', *Journal of Geophysical Research*, vol. 73, No. 6, pp. 1959–82.

Ringwood, A. E., 1974, 'The petrological evolution of Island Arc systems', Twenty-seventh William Smith Lecture. *Journal of the Geological Society*, vol. 130, pp. 183–204.

Wyllie, P. J., 1971, *The Dynamic Earth*, Wiley, New York.